VADÁSZ ELEMÉR

Magyarország * földtana

AKADÉMIAI KIADÓ

Vadász Elemér

MAGYARORSZÁG FÖLDTANA

Második, bővített és átdolgozott kiadás

A *Magyarország földtaná*nak 1953-ban megjelent első kiadása kísérlet volt száz éves múltra visszatekintő földtani szakirodalmunk korszerű összefoglalására. Kritikai értékeléssel mutatta be hazánk területének földtani fölépítését, és részletesen tárgyalta azokat a földtani törvényszerűségeket, melyeknek ismerete a hasznosítható anyagok kutatásához szükséges.

A mű első kiadása megjelenésének évében elfogyott. Beigazoltan hiányt pótló, élő könyvvé lett, mert a megoldást igénylő kérdések föltárásával és kritikai szemléltetésével újravizsgálatokra adott ösztönzést, és új vizsgálati irányoknak vált kiinduló pontjává.

Magyarország földtana most új kiadásban, gazdagabb tartalommal és lényeges változásokkal kerül az olvasó elé. A szerző pótolta az előző kiadás hiányait, és felhasználta az azóta kiterebélyesedett földtani vizsgálatok eredményeit. Tartalmi gazdagodása mellett a munka további kutatásokra ösztönöz.

Szemléltető rajzok, táblázatok, valamint a fogalmakat magyarázó olvasmányos szöveg, és az első kiadásból hiányzó részletes név- és tárgymutató teszi az új kiadást geokémikus, geofizikus, bányász és mérnök szakembereken kívül a szakmától távolabb álló érdeklődők számára is használhatóvá.

VADÁSZ ELEMÉR

MAGYARORSZÁG FÖLDTANA

MAGYARORSZÁG FÖLDTANA

ÍRTA

Dr. VADÁSZ ELEMÉR

DOCTOR H. C. SC. NAT.
KÉTSZERES KOSSUTH-DÍJAS AKADÉMIKUS

MÁSODIK, ÁTDOLGOZOTT ÉS BŐVÍTETT KIADÁS



1960

Szerkesztette

BOSSÁNYI KÁLMÁNNÉ

Dr. MEISEL JÁNOSNÉ

© *Akadémiai Kiadó Budapest, 1960*

Kötésterv és burkolóterv : Kondor Árpád munkája

TARTALOMJEGYZÉK

Előszó az új kiadáshoz 11
Előszó az első kiadáshoz 13
Bevezető 15
I. Magyarország földtani helyzete 19
II. A magyarországi földtani megismerések történeti vázlata 21
Összefoglaló földtani irodalom 29
III. Magyarország földtörténete 31
A) Felszíni alaphegységek földtörténete 32
Ópaleozóos átalakult képződmények 32
A Sopron—Kőszegi kristályos—ópaleozóos alaphegység 32
A Velencei hegység és a balatonmelléki kristályos vonulategyüttes 34
A Mecsekhegység gránit és kristályos pala területe 39
A Bükkhegység—Szendrői rögvonulat 43
Az északkeleti határrögök 44
Újpaleozóos alaphegységi képződmények 45
Karbon időszak 45
A Szabadbattyán—balatonmelléki karbon vonulat 45
A Bükkhegység 46
Az Uppony—Szendrői vonulat 48
Az északkeleti határrögök 49
Perm időszak 49
A Balatonfelvidék 49
A Velencei hegység 52
A Mecsekhegység 52
Alsó tagozat 53
Középső tagozat 55
Felső tagozat 57
A Bükkhegység és az Upponyi vonulat 60
Irodalom 64
Mezozóos alaphegység 64
Triász időszak 64
A Balatonfelvidék 65
Alsótriász 65
Középsőtriász 69
Felsőtriász 73
Északi Bakony 80

A Vérteshegység ... 81
A Gerecsehegység ... 83
A Pilishegység és a Budai hegységrész ... 89
A Mecsekhegység ... 96
A Villányi hegység ... 104
A Bükkhegység ... 105
A Rudabányai—bódvavölgyi vonulat ... 108
Az aggteleki karszt ... 109
Az alaphegységi triász képződmények összehasonlító jellegei ... 112
Irodalom ... 112
Jura időszak ... 113
A Bakonyhegység ... 114
Liász ... 114
Dogger ... 124
Malm ... 125
A Vérteshegység ... 127
A Gerecsehegység ... 129
Az Esztergom vidék—Pilisvonulat ... 137
A Dunántúli Magyar Középhegység jura képződményeinek összefoglalása 138
A Mecsekhegység ... 139
Liász ... 140
Dogger ... 147
Malm ... 148
A Villányi hegységvonulat ... 151
Irodalom ... 156
Kréta időszak ... 157
A Bakonyhegység ... 157
Alsókréta ... 158
Hauterivi emelet ... 158
Barrémi emelet. Bauxitszint ... 159
Apti emelet ... 160
Albai emelet ... 161
Felsőkréta ... 162
Cenomán emelet ... 162
Glaukonitos márga ... 162
Turriliteszes agyagmárga ... 163
Felső bauxitszint kérdése ... 164
Szenon emelet ... 165
Szárazulati és csökkentsósvízi rétegek ... 165
Tengeri rétegösszlet ... 167
Összefoglalás ... 168
A Vérteshegység ... 169
A Gerecsehegység ... 170
Valangini (berriázi) emelet ... 171
Hauterivi—barrémi emelet ... 174
A Mecsekhegység ... 180
A Délbaranyai szigethegység ...
Az Upponyi hegység ...
Az alaphegységi kréta képződmények összefoglalása ...
Irodalom ...

B) A fedőhegységek rétegtani tagolódása és földtörténeti jellegei 190
Eocén 191
A Dunántúli Magyar Középhegység 192
Alsóeocén 193
Szárazföldi és édesvízi összlet 193
Kőszénképződés édesvízi és csökkentsósvízi rétegösszletekkel 197
Tengeri rétegösszlet 199
Középsőeocén 201
Felsőeocén 204
A Cserhát—Mátra—Bükkhegység 209
A fedőhegység eocén képződményeinek összefoglalása 210
Irodalom 212
Oligocén 213
A Budai hegység 215
Alsóoligocén (lattorfi emelet) 216
Szárazföldi tarkaagyagösszlet 216
Partszegélyi, átmeneti durva homokkő és konglomerátum 217
Sekélytengeri márgaösszlet 221
Középsőoligocén (rupéli emelet) 222
Tengeri foraminiferás agyag 222
Felsőoligocén (katti emelet) 226
A Dunántúli Magyar Középhegység 228
Esztergom vidéke 228
A Gerecsehegység és a déli előtér medencéi 229
A Vérteshegység, Tatabányai medence és a Vérteshegység nyugati fedőhegysége 230
A Bakonyhegység 231
Az északkeleti területrészek 233
Alsóoligocén (lattorfi emelet) 233
Középsőoligocén (rupéli emelet) 233
Felsőoligocén (katti emelet) 233
A fedőhegység oligocén képződményeinek összefoglalása 237
Irodalom 240
Neogén 241
Sopron vidéke 242
Helvéti emelet 242
Tortonai emelet 243
Szarmata emelet 245
Pannóniai emelet 246
A Mecsekhegység 247
Helvéti emelet 248
Tortonai emelet 250
Szarmata emelet 253
Pannóniai emelet 254
vhegység 256
emelet (szárazföldi kavicstakaró) 256
tortonai emelet (tavi, csökkentsósvízi, tengeri képződmé- 259
elet 267
let 268

A Vérteshegység és a Gerecsehegység ... 273
A Pilishegység és a Budai hegység ... 274
Akvitáni emelet ... 275
Burdigalai emelet ... 275
Helvéti emelet ... 277
Tortonai emelet ... 282
Szarmata emelet ... 284
Pannóniai emelet ... 285
Az Északi és az Északkeleti Középhegység ... 286
Akvitáni emelet ... 286
Burdigalai—helvéti emelet ... 288
Fekvősszelet ... 288
Barnakőszénösszlet ... 293
Fedőrétegösszlet ... 297
Slirösszlet ... 298
Tortonai emelet ... 300
Szarmata emelet ... 306
Pannóniai emelet ... 310
A fedőhegység neogén képződményeinek összefoglalása ... 312
Irodalom ... 314
C) A medenceüledékek kifejlődése ... 318
Paleogén ... 319
Eocén ... 319
Oligocén ... 322
Lattorfi emelet ... 322
Rupéli emelet ... 323
Katti emelet ... 326
Neogén ... 327
Helvéti—tortonai emelet ... 327
Szarmata emelet ... 331
Pannóniai emelet ... 335
Alsópannóniai tagozat ... 337
Felsőpannóniai tagozat ... 338
A szarmata és a pannóniai emeletek viszonya ... 340
A pannóniai emelet őséletföldrajzi alakulása ... 3
Felsőpliocén képződmények ...
A levantei emelet és a pliocén—pleisztocén határkérdés ...
Pleisztocén ...
D) A medencealjzat rétegtani kifejlődése ...
Ópaleozóos kristályos és átalakult képződmények ...
Karbon—perm ...
Mezozóikum ...
Triász ...
Jura ...
Kréta ...
A medencealjzat képződményeinek összefoglalása ...
Irodalom ...
E) A magmatizmus szerepe a magyar földtörténetben
Paleozóos vulkánosság ...
Ópaleozóikum ...

Karbon—perm ... 366
Mezozóos vulkánosság ... 366
Triász ... 367
Jura ... 368
Kréta ... 368
Medencebeli mezozóos vulkanizmus ... 373
Harmadidőszaki vulkánosság ... 374
Eocén ... 374
Oligocén ... 377
Neogén ... 378
A dunántúli felszíni miocén vulkánosság ... 379
A komlói amfibolandezit ... 379
A tortonai—szarmata emelet vulkánossága ... 382
Bazaltvulkánosság ... 382
Közép- és északmagyarországi miocén vulkánosság ... 390
Dunai andezithegység ... 390
A Dunazug hegycsoport ... 390
A Börzsöny csoport ... 392
A Cserháthegység ... 395
A Mátrahegység ... 401
Az északnógrádi bazaltvulkánosság ... 408
A Bükkhegység ... 410
Tokaj—Hegyalja ... 413
Medencebeli harmadidőszaki vulkáni képződmények ... 415
Eocén ... 416
Oligocén ... 416
Miocén ... 417
Helvéti emelet ... 417
Tortonai emelet ... 419
Szarmata emelet ... 422
Pannóniai emelet ... 422
A magyarországi vulkanizmus összefoglalása ... 423
Irodalom ... 428
F) Magyarország szerkezeti egységei ... 432
A kristályos alaphegységek ... 434
Nyugati kristályos hegységroncsok ... 434
A Velence—balatonmenti kristályos vonulat ... 437
A Mecsekhegység kristályos—gránit alaphegysége ... 440
Egyéb varisztid hegységrészek ... 442
A perm—mezozóos alaphegységek ... 444
A Dunántúli Magyar Középhegység ... 444
A Bakonyhegység ... 445
A Vérteshegység ... 449
A Gerecsehegység ... 452
A Budai hegység—Pilisvonulat—Esztergom vidéke ... 456
A Mecsekhegység ... 459
A Délbaranyai szigethegység ... 469
A Bükkhegység ... 471
Az Upponyi—Rudabányai—Szendrői hegységvonulat ... 475
A mezozóos alaphegységek szerkezetének összefoglalása ... 479

A fedőhegységek szerkezeti alakulása ... 480
Sopron vidéki határhegység ... 481
Kőszeg vidéki rögvonulat ... 481
Dunántúli Magyar Középhegység ... 482
A Bakonyhegység ... 482
A Vérteshegység ... 482
A Gerecsehegység ... 483
A Budai hegység ... 483
A vulkáni öv és az északkeleti fedőhegység vonulatok ... 485
A Dunazughegység és a Börzsönyhegység ... 485
A Cserháthegység ... 486
A Mátrahegység ... 587
A Bükkhegység ... 488
Tokaj—Hegyaljai határhegység ... 488
A Mecsekhegység ... 489
A Villányi—Harsányi vonulat ... 491
A fedőhegységek szerkezetének összefoglalása ... 491
A medencealakulatok szerkezete ... 491
A Pannóniai medence ... 493
A Magyar Alföld mélyszerkezete ... 499
Ősföldrajzi összesítés ... 507
Paleozóikum ... 507
Mezozóikum ... 508
Harmadidőszak ... 513
Hegységszerkezeti összesítés ... 524
Magyarország földtani nagyszerkezeti jellege és kapcsolatai ... 527
Varisztid alépítmény ... 532
Neoid felépítmény ... 535
Magyarország kéregszerkezeti szerepe ... 541
Irodalom ... 547
Ábrajegyzék ... 550
Táblázatok jegyzéke ... 555
Táblák (IV—LI) ... 557
Névmutató ... 607
Tárgymutató ... 611
Földrajzi nevek jegyzéke ... 637

Évtizedek sokféle hangnemű éneke,
Több hangszernek egy húrra egyszerűsített zenéje,
Nem tudás még, annak csak sejtése,
További munkának szerény serkentése.

ELŐSZÓ AZ ÚJ KIADÁSHOZ

„Magyarország földtana" első kiadása, megjelenésének első évében elfogyott. Azóta kereslete állandóan fokozódott. Beigazoltan szükségletet, hiányt pótolt, egyszersmind sok hibája és hiánya mellett is élő könyvvé lett. Élő könyv, mert a benne tárgyalt, megoldásra váró kérdések és az adatok összeegyeztetésével kiütköző ellentmondások újravizsgálatokra serkentettek, s a folyamatban levő vizsgálatokat is új irányokba terelték. Elindította vagy legalábbis meggyorsította a fölhalmozódott részadatok összesítésére és összehasonlítására irányuló földtani gondolkodást és bátorított annak közlésére is. Időközben a széles területen folyó kutatások sok új földtani eredményre vezettek. Mindez nem kizárólag a könyv hatása, mert a szocializmus építésének nagy, rendszeres munkalehetőségei szinte naponként új adatokat, jelentős tudományos eredményeket hoznak. Mégis, az új eredmények, már közreadásukban is, többé-kevésbé ezt a hatást is érzékeltetik. Az első kiadás közben még folyamatban volt kutatások, amelyekhez azóta újabbak is járultak, valamint a mélyszerkezetet föltáró mélyfúrások és geofizikai vizsgálatok többé-kevésbé kiértékelt és azóta nyilvánosságra került adatai új megvilágításba helyezik megállapításainkat. Szaktársaink közül sokakat szintézisre ösztönzött, amelyekben elgondolásaink, sokszor hivatkozás nélkül, igazolva vagy tovább fejlesztve vannak.

Harmadidőszaki képződményeink rétegtani kérdéseiben folyamatosan előbbre jutottunk, s a még vitás részeket is tisztábban látjuk. Ez részben igazolja azt a fölfogást, hogy az összes kérdések érdemleges lezárása nélkül is szükséges és lehetséges volt földtani ismereteink ilyen első leltározása és annak kiadása is. Az új kiadás, mindezeknek figyelembevételével, a régi tartalmi keretek átrendezésével készült. Sok kiegészítéssel, változtatással, bővítéssel, új ábrákkal és képekkel. A földtörténeti részben a képződmények újabb üledékföldtani megvilágítása mellett a jellemző szerves maradványok szemléltetése is többletet jelent. Az ország földtani fölépítésének nagyszerkezeti elemzésében, az első kiadás tudatosan az országhatáron belül maradt. Ennek is megvolt az a jó hatása, hogy visszatérítette szakembereinket is az utolsó évtized folyamán a külföldi irodalomban elharapódzott, többé-kevésbé szellemes, de megalapozatlan nagytektonikai képzelgésektől. Következtetéseink csak a megfigyelési tényektől megalapozott gondolatmenet határain belül maradtak. Ezzel, itthoni megfigyeléseink elmélyítésére való serkentéssel, nagyszerkezeti szintézisünk is továbbépíthetővé vált. Az új kiadás hegységvonulataink nagyszerkezeti elemzésének és a medencealjzatok fölgyülemlett adatainak teljes

átértékelésével a szomszédos országok földtanára vonatkozó, időközben megjelent összefoglaló könyvek (ANDRUSSOV, ONCESCU, KETTNER), különösen pedig WINKLER-HERMADEN: „Geologisches Kräftespiel und Landformung" c., a Pannóniai medencével szomszédos ausztriai területrészre vonatkozó, hatalmas munka, valamint az azóta rendelkezésre álló szovjet irodalom figyelembevételével, hegységeinket az országhatáron kívüli hegységvonulatokkal, szerkezeti kapcsolatba hozza.

Elhagyható volt viszont a hasznosítható anyagokra vonatkozó rövid függelékes rész, mert ezekről az anyagokról ma már részletesebb összefoglaló tanulmányaink vannak. Helyette kiegészült az új kiadás a több oldalról hiányolt név- és tárgymutatóval. Módosítások vannak a helyesírásban is, ahol a Földtörténet könyvünkben alkalmazott irányelvek folytatásával általában a kiejtés szerinti írásmódra, a földrajzi neveknek az akadémiai helyesírástól eltérő, értelem és kiejtés szerinti egybeírására, a rendszertani nevek jelzős alakjában magyaros írásmódra (krinoideás, ammoniteszes) és a magyar kiejtés szerint fölösleges „w" egyszerűsítésére törekedtünk. Következetlenségek vannak még az írásmódban, ezek azonban folyamatosan kiküszöbölhetők lesznek.

Magyarország földtani fölépítésének részletekig menő leíró ismertetése a képződmények összes rétegtani adatainak fölsorolásával most sem lehet célunk. A részleteket illetően utalunk a mindenki részére hozzáférhető gazdag magyar földtani irodalomra, amelynek összeállítását DR. VÉGH SÁNDORNÉ és KILÉNYI ISTVÁNNÉ szíves segítségével kiegészítve, de teljességre való törekvés nélkül itt részben közölhetem. Főként ezeknek az adatoknak kritikai összesítésével, összehasonlító alapon, egységes szemléletű, a magyar föld földtani fölépítésének és szerkezetének további módszeres vizsgálatára, szükségességére és szemléltetésére törekszünk. Vizsgálatunk korszerű irányelve és alapja, az Alpidák hegységképződése és szerkezeti képe, ami megszabja Magyarország földtörténeti kialakulását, s főként mozgásmechanikai viselkedését. Ebben a keretben megrajzolandó képben kívánjuk érzékeltetni az első kiadás óta elért eredményeket és a még meglevő hiányokat, melyeknek kitöltése a további magyar földtani vizsgálatokra vár.

Külön köszönettel tartozom DR. MEISEL JÁNOSNÉ önfeláldozó lektori és szakmai segítségéért, valamint BOSSÁNYI KÁLMÁNNÉ lelkes és fáradságos szakszerkesztői munkájáért, valamint BENKŐ JENŐ nyelvi lektori segítségéért.

Mindent egybevetve, az új kiadás az első kiadás hibáinak fölismerésén épült, s a hiányoknak az időközben kiterebélyesedett magyar földtani szakirodalom értékeivel való kitöltésére törekedett. Fölsorakozott tanítványok támogató fejlődésével, barátok javító segítségével, hibáztató kritikusok elítélő némaságával és a tartalmat elhallgató követőkkel. A munka elkészülését serkentette és kivitelre juttatta a szocializmus építésének lelki fölszabadító hatása.

Az Akadémiai Kiadó megértő támogatásával és a nyomda minden dolgozójának nyilvánvaló segítségével.

Az együttes közös akarat hasznára vált az átformálásnak és a továbbépítés újraalapozásának.

Budapest, 1960, a tudomány fölszabadításának 15. évében.

DR. h. c. VADÁSZ ELEMÉR

ELŐSZÓ AZ ELSŐ KIADÁSHOZ

Az előszó, a tartalmi részben tárgyilagos személytelenséggel háttérben maradó szerző személyes, alanyi megnyilatkozása. Hibamentés, felelősség-elhárítás vagy korlátozás, esetleg mentség-igazolás. A bírálat felé irányelv-adás. De lehet alanyiságában tudománytörténeti, sőt társadalomtörténeti adatszolgáltatás is.

Magyarország földtana régi adóssága szakunknak. Nagynevű elődeink mulasztása. Négyévtizedes szemlélődő várakozásban érlelődött a megírás gondolata, de a megvalósítást a szerző nyomasztó tudományos számkivetettsége késleltette. Az idő sürgető követelményében halaszthatatlanná vált. Kötelességteljesítésen felül, a múlt mulasztásának pótlása is nehezíti a föladatot.

Százéves földtani irodalmunkat kellett itt közel fél évszázados szakmai tapasztalattal, korszerű földtani összesítésbe foglalni. Ez az első összefoglaló kísérlet távolról sem lehet az ország részletes teljes földtani leírása. Csak kevés helyen leíró jellegű, legtöbbször logikus kritikai értékeléssel kívánja bemutatni eddigi földtani ismereteinket. Száz év földtani irodalmának nagy része az idők folyamán meghaladottá vált, néha még adataiban is alig értékelhető. A föladat nehézségeit növeli, hogy ezekből is kibányásszuk a fölhasználható, elrejtett igazgyöngyöt. Hivatkozás nélkül is mindenki munkájának beépítésére törekedtem, s a személyi hivatkozást többnyire csak a kritikai vagy vitatott részekben alkalmaztam. A kritikai elvi álláspont határozottságában rövidségre törekedtem, a bírálat és vitatkozás részletezése nélkül. Így ez a szerény könyv teljes egészében kollektív munka.

Tudatában vagyok munkám hiányainak. Ezeknek jó része egyéni hibám lehet. Mégis, a mondottak szerint kissé elsietve bár, ki kellett jönnünk ezzel a könyvvel, hogy a hibák és hiányok serkentsék és bátorítsák az utánam biztosan és könnyebben javítani tudó bátortalanokat. Nem érdem, de minden kérdésben a legkorszerűbb földtani fölfogásra törekedtem. Mindennek egyformán tökéletes tudója nem lehettem, ezért egyenetlenségek is mutatkoznak a tárgyalásban, mennyiségben és minőségben is. Ez már a könyv készülésének egyéb teendőkkel megszakított, rövid ideje miatt is elkerülhetetlen volt. Így csak egyszerű közvetítője, hirdetője, mindenek tanítója és földtani nevelője lehetek. Ingyen-osztogatója mindannak az árunak, amit a földtani tudomány üzemeiben, reánk vonatkozóan itthon és a szomszédos népi demokrácia országaiban termeltek.

A magyar fasizmus alatt, negyedszázadot meghaladó tudományos számkivetettségben, szaktudományomnak érdemlegesebb munkása nem lehettem.

A népi demokráciától nyert fölszabadultságért hálám és a dolgozó nép iránti kötelességteljesítő tiszteletem kifejezése az a törekvés, hogy minden vonatkozásban hivatott és hivatásos hirdetője, közvetítője legyek a földtani tudomány népünk jólétére irányuló törekvésének.

Ezt a szándékot jelképezze könyvem ajánlása a „Dolgozó Magyar Népnek".

Magyarország földtanát, érdemes működő szaktársaink közül megírhatta volna más is. Bizonyára ennél jobban is. De akik megírni tudnák, ha nem írták meg eddig, nem írnák meg e könyv nélkül — holnap sem. Az idő az, ami itt nyereséget jelent. Az idő, ami életünknek része, aminek hiánya elveszített szakasz fejlődésünk további útján. Félévszázados szakadék tátongását hidaljuk át egyelőre ezzel a könyvvel, ami ha ideiglenes is, elég erős a továbbvezetésre, talán a továbbjutásra is.

Föladatomat nagymértékben könnyítették és a munkába vetett hitemet erősítették kartársaim és közvetlen munkatársaim. Szóbeli közlésekkel, egyes kérdések megvitatásával, állandó érdeklődéssel vagy önfeláldozó, közvetlen munkavállalással hathatósan segítségemre voltak. A szövegben is említetteken kívül, külön köszönettel tartozom itt elsősorban Noszky Jenő kartársamnak, a bakonyi mezozóikumra vonatkozó kéziratának és nem közölt adatainak átengedéséért, Szőts Endre kartársamnak az eocén tanulmányainak fölhasználásáért, Strausz László, Majzon László, Pantó Gábor kartársaimnak értékes adataikért. Külön is kiemelem Szádeczky-Kardoss Elemér kartársammal folytatott eszmecserék hasznosságát. Végül, de nem utolsó sorban Meisel János kartársamnak a rajzok, szerkesztések körüli önfeláldozó baráti segítségért és Bogsch László nak a technikai szerkesztés hatalmas munkájáért. Meisel Jánosné, Jakucs Lászlóné és Bossányi Kálmánné egyetemi munkatársaim, az irodalom összeállításáért, a fáradságos leírásért és a korrektúra javításában való megértő segítségükért igényelik őszinte köszönetemet.

Munkám teljesítését ennek a sokoldalú segítségnek köszönhetem.

Ebből az alkalomból sem mulaszthatom el az Akadémiai Kiadó és a nyomda dolgozóinak előzékeny és figyelmes munkájukért hálás köszönetem kifejezését.

Budapest, 1953 május.

Vadász Elemér

„Lényegében valamennyien kollektív lények vagyunk. Jelentéktelen az, amit a szó szoros értelmében sajátunkénak nevezhetünk. Azoktól kell kölcsönvennünk és tanulnunk, akik előttünk éltek, továbbá, akik kortársaink. A legnagyobb lángelme sem jutna messzire, ha mindent önmagából akarna megalkotni."

Goethe

BEVEZETŐ

A földtani vizsgálatok céljául a Föld, illetőleg a földkéreg megfigyelhető részének, tehát külső hozzáférhető szilárd részének megismerését, fölépítési módját jelöltük meg. Vizsgálatunk kiviteli módja és lehetősége mindig csak kis részletekre szorítkozik, és a sok apró részletmegfigyelésből kell a nagy egészet, a Föld fölépítésének együttesét összefoglalnunk. Részeket vizsgálunk, de mindig az egészet kell látnunk. Ez a földtani szemlélet vezet bennünket egyrészt a részeket összesítő, összefoglaló területi (regionális) földtanban, de ugyanez vezet a részjelenségekből leszűrhető általános földtani folyamatok fizikai vagy vegytani törvényszerűségeinek megállapításában is. A részletek értékét kizárólag a megállapítások általános érvényesíthetősége adja meg, a megfigyelések mindenkori pontos és megbízható voltának előfeltételével. Az eredmények igazolója a gyakorlat.

A földtani ismeretszerzésnek jelentékeny része a szilárd földkérget fölépítő képződmények területi eloszlására, a különböző világrészek vagy országok területén a felszínen természetes föltárásokban észlelt és az évszázadok óta végzett bányaműveletekben, valamint a félévszázad óta állandóan fokozódó mélyfúrások adataiból adódó földtani kifejlődések megismerésére esik. Ebben a leíró földtani ismeretszerzésben természetszerűleg minden ország saját földje, tehát a hazai föld megismerése áll első helyen. Ez nemcsak azért szükséges, mert ezzel a Föld egészének általános, mindenütt érvényes szabályait és folyamatait tekintő földtan politikumtól és országhatároktól mentes, nemesveretű nemzetköziségével, illetve nemzetek fölöttiségével egyszerre nemzeti jellegű tudománnyá válik, hanem tisztán abból a módszerből is következik, ami a közeliből, a megfigyelésre kézzelfoghatóból indul ki, hogy ezáltal a távolabb levőt vagy elérhetetlent közelebb hozza, elképzelhetővé, megérthetővé tegye.

A szintézis általában is, de a földtani szintézis különösen, általános törvényszerűségek megállapítására törekszik. Ebben az értelemben, a különböző helyek földtani kifejlődéseinek változatosságában, a közös jellegeket kiemeli, fizikai törvényszerűségekké egyesíti, míg a törvényt nem befolyásoló területi különlegességeket kivételekként elhanyagolja. A területi különbözőségek azonban, ha egy-egy helyen folyamatosak, hosszan tartók, akkor időben földtörténeti hatásúakká lehetnek. A Föld fejlődése a történések hosszú során is, csak a változásokból, az egymásrakövetkező különböző folyamatok megismétlődéséből adódik, míg a bármennyire törvényszerű, változatlan azonos folyamat, csak mennyiségi hatást jelent.

A leíró földtani szintézis a tárgyra vonatkozó kőzettani, rétegtani, őslénytani és tektonikai előismereteket teljes mértékben föltételezi. Magyarország földtani szintézisének tárgyalásában két út áll előttünk. Az egyik a mindent részletező, adathalmazzal teli leírás könnyebb, bár hosszadalmasabb útja, a másik a rövidebb összefoglalás módszeres vázlata. Ez nehezebb, mert egyrészt az említett előismeretek tökéletes tudását kívánja, másrészt a részletek tömkelegéből, kritikai értékeléssel kell kiválogatni a lényegest a lényegtelenből és csak az általános érvényességű irányvonalat kell tartanunk. Tárgyalásunkban ezt a nehezebb, módszeres utat követjük. Kiindulásunk alapja a rétegtani ismeret, ami az ősföldrajzi viszonyok fölismerését szolgáltatja, s ezen az úton a szerkezeti fölépítés, ami az ország földjének földtani hovatartozását megszabja és hasznosítható anyagainak kutatását is irányítja.

Magyarország földtani fölépítésének érdemleges tárgyalása előtt, néhány történeti tényt kell előrebocsátanunk. Magyarország földtana, összefoglaló, korszerű alakban, teljes egészében, összefüggően sokáig nem volt megírva s kiadva, noha egyetemi oktatásban mindenkor külön tárgy volt. Fél évszázaddal ezelőtt Semsey Andor százezer forintos (200 000 K) alapítványából a Magyar Tudományos Akadémiánál kitűzött nagy összegű pályatétellel kapcsolatban egyik legkiválóbb magyar geológusunk és tanítónk, id. Lóczy Lajos, az akkori Magyarország földtanának megírását és kiadását lehetetlennek vallotta, mert még nagyon sok területrészt nem ismertünk eléggé. Pedig az akkori „természetes határokkal" jelzett, tökéletesnek tartott földtani szerkezeti együttes, bár nem volt a Kárpátmedencék egésze, a környező hegységkerettel, az akkori ismeret összefoglalásával lényegesen megkönnyítette volna további kutató munkánkat és földtani megismeréseinket.

Azóta a tárgyi nehézségekhez határváltozások, tudományos határzár és politikai bonyodalmak is járultak, amiket a megelőző időszakok ilyen mértékben nem ismerhettek. Idősebb és középkorú nemzedékünk nehezen tud elszakadni a régi földtani „szerkezeti egység" fogalmától, holott a levált területrészeken munkálkodottak közül kevesen vannak már közöttünk. Való tény, hogy a régi, ún. természetes kárpáti kerettel szemben mai államterületünk földtanilag nyílt határai látszólag megnehezítik az összesítések lezárását. Földtani kérdéseink a Kárpátmedence közepében helyet foglaló országunk területén túl is folytatódnak, sokszor a megoldás kulcsát is ott kell keresnünk. De a szintézisben ilyen határkérdések más országokban is, minden időkben voltak. Gondoljunk csak Belgium és Hollandia, Franciaország és Németország karbon vonulataira és elszigetelt varisztid vonulatrészeinek összefüggéseire, vagy még inkább Svájc és a Nyugati Alpok szerkezetének országhatárokkal megnehezített magyarázatára. A nehézségeket mindenütt áthidalhatja az egyes országrészek földtani vizsgálati részeredményeinek irodalmi közkinccsé tétele, amit a földtanban jól kiépített nemzetközi megértés mindeddig lehetővé tett. Sok tekintetben segít bennünket ma még a régebbi magyar földtani irodalom, amely egyes vonatkozásokban, főként Erdélyben, alapvető összefoglalásokat is adott. Elősegítheti munkánkat a szomszédos baráti államokkal való kulturális kapcsolatok révén nehezen indult, kölcsönös szabad tudományos érintkezés, az egyéni és együttes közvetlen tárgyalások lehetősége. Legújabb magyar irodalmunk pedig a nehezen áttekinthető gazdag részleteken kívül az általános kérdésekben sok értékes eszmefuttatást és korszerű átnézetet is hozott.

Szerkezettani tekintetben most is a régi alpi-kárpáti keretre vagyunk utalva, ami korszerű hegységképződési magyarázataink alapja, de regionális vizsgálatban már nem reánk váró kérdésösszlet. Ez a hegységkeletkezési keret elhatárolja tehát országterületünk földtani kérdéseit, s rétegtani nyomozásban sem kell ezen a kereten túlmennünk. Módszertani és didaktikai tekintetben semmi akadálya vagy nehézsége nincs annak, hogy földtani tárgyalásainkat államterületünkkel határoljuk. A területi földtan anyagát általában nem országok szerint tagoljuk, s az összehasonlító földtani szintézisben politikai határok amúgy sem kötnek bennünket. A leíró földtani ismeretek terén azonban országunk földtani megismerése és megismertetése a célunk és föladatunk, meglevő határainkon belül. Földtani ismertetésünk kérdéseit a meglevő földtani egységekben tüntetjük föl, de országterületünket a megfelelő földtani szerkezeti keretbe helyezzük. Ezzel az elhatárolással nehézségeink nem kevesbednek, földtani kérdéseink nem egyszerűsödnek, de ismeretanyagunk tetemesen kisebb, a szomszédos környezettel való összehasonlításainkban pedig az azonosítás biztosabbá válik.

I. MAGYARORSZÁG FÖLDTANI HELYZETE

A bevezetőben mondottakból kitűnik, hogy Magyarország területe, a maga egészében, nem szerkezeti egység, csak része az alpi-kárpáti hegységvonulattal és a Dinaridákkal szegélyezett nagy, földtanilag nem egységes felépítésű belsőkárpáti medencéknek. A „Kárpátmedence" ID. LÓCZY szerint „Európának, sőt a földkerekségnek egyik legtökéletesebb, zárt geológiai és morfológiai medencéje" sem magában véve, még kevésbé hegységláncolati keretében, nem tektonikai egység, hanem különböző értékű és mértékű elemekből tevődik össze. Földtani szerkezetének alapjellege, hogy neoeurópai helyzete szerint az európai szárazföld alpi (neoid) hegységképződési szakaszába tartozik, mozgásmechanikailag az Alpokétól és egymás között is különböző módon viselkedő részekkel. Magyarország régi területe sem foglalta magában a belsőkárpáti medencék egészét, mert a Nagyalföld dél felé nyitott része, a Duna határvonalán túl is folytatódik. Nyugaton, a Pannóniai vagy Dunántúli medencerész az Alpok kiágazásai felé öblöket formál (Gráci öböl), dél felé pedig a Horvát-szlavóniai medencerészben folytatódik. Ezek a medencerészek természetesen medenceüledékeikben is azonos vagy hasonló jellegűek, de medencealjzatukban, sőt ahhoz alkalmazkodott szerkezeti jellegükben eltérők is lehetnek.

A belsőkárpáti medencék magyar része a Nagyalföldre, Kisalföldre és a Dunántúli vagy Pannóniai medencerészre különül. Kiterjedésben mindegyik a határokon túl is folytatódik. A Nagyalföld és a Kisalföld között morfológiailag a Magyar Középhegység foglal helyet, amelynek csapásában, északkelet felé, a Cserhát dombvidéke, a Mátra- és a Bükkhegység szolgáltatja a Nagyalföld északi peremhegységvonulatát. A Kisalföld nyugati szegélyét az Alpok közvetlen kiágazódásául tekintett Soproni és Kőszegi hegységrészek dombvidéke és a Lajtahegység hozzánk eső részlete adja. A Pannóniai medencerészben a Baranyai Szigethegységek (Mecsekhegység, Zengővonulat, Villányi vonulat, Harsányhegy) emelkednek ki a dombsági vagy síksági térszínből.

A Nagyalföld dél felé, a Duna—Tisza közén, a határokon túl, változatlanul folytatódik. Kelet felé az Erdélyi Középhegységgel, a Biharhegységgel (Mte Apuseni) határolódik. Északon, szlovákiai folyóvölgymedencék öblei (Ipoly, Sajó) nyúlnak bele az alföldi medencébe. Ugyanígy a Kisalföld a Csallóközön át, a Nyitra medencéjével kapcsolódik. A Pannóniai medence

délen, a Dráva völgyén át a Szlavóniai medencerészbe folytatódik. Ezek a morfológiailag dombvidéki vagy síksági felszínű medencealakulatok, mint látni fogjuk, medencealjzatukban különböző földtani fölépítésű és alakulású alaphegység-vonulatokat rejtenek.

Morfológiailag az ország területének zöme *medencealakulat*, hegységeink pedig kizárólag *középhegység* jellegűek. Ebből a térbeli helyzetből adódnak különleges földtani kérdéseink és föladataink, amiknek megoldása többnyire a medencék földtani fölépítéséhez s különösen azok mélyén eltakart alaphegységek és a mélyszerkezet megismeréséhez is kapcsolódik. Az Alpidák hegységképződési övében középhegységeink mezozóos összletei alpi kifejlődésűek, de túlnyomólag sekélytengeriek, partközeli és nyílttengeri jelleggel. Térbeli elrendeződésük az alpi Középtengerrel való kapcsolat mellett, bizonyos mértékig elkülönült voltukra utal. Kéregmozgásokban az alpi orogén szakaszokhoz igazodik, minőségi és mennyiségi eltéréssel. A Magyar Középhegységben szárazulatközti részgeoszinklinálissal (parageoszinklinális, vagy Schmidt E. R. szerint kratoszinklinális), a Baranyai Szigethegységben epikontinentális tengerekkel kell számolnunk.

Ezeknek az üledékgyűjtőknek elrendeződése és egykori egymáshozi viszonya, a magyar medencerész egyik különleges, még sok tekintetben vizsgálatra váró nyitott kérdése. Ezzel kapcsolatos az alpi-kárpáti és dinarid gyűrthegységi vonulatok közötti Tisia és Internid kérdése, hegységeink és medencéink különleges töréses és gyűrvetört, összetorlódott, pikkelyes szerkezete. Külön megismerést igényel az idősebb alaphegységrészleteknek a fiatalabb üledékösszletekből fölépített, fedőhegységrészekhezi szerkezeti viszonya is.

Földtani fölépítés és szerkezet alapján Magyarország területén *alaphegységek*, *fedőhegységek* és a legnagyobb területrészt tevő *medencealakulatok* különböztethetők meg.

Mindezek a rövidre fogott kérdésösszletek országunk medencebeli területére vonatkozó újabb vizsgálati adatokból és a legutóbbi időkben megjelent számos összesítő elmélkedésből korszerű megvilágítást kaphatnak.

II. A MAGYARORSZÁGI FÖLDTANI MEGISMERÉSEK TÖRTÉNETI VÁZLATA

Magyarország földtani megismerése nagyjában minden más országéhoz hasonlóan fejlődött. Az első ismeretek mindenütt egyes helyeknek különálló, leíró jellegű, összefüggéstelen adataiból vagy még inkább egyes utazók útvonalak szerinti leírásából adódnak.

Ezek közül különlegességként említhetjük ESMARK norvég utazó Freibergben, 1798-ban megjelent „Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und das Banat" c. munkáját, mely WERNER neptunista elveit követve, vulkáni kőzeteinket „agyagporfirnak" minősíti. Magyarország területéről Tokajt, Telkibányát érinti, Visegrád környékéről kőszénbányát említ (Dömös?). Az egész Tokajvidéket neptuni eredetűnek tartja. Téves megállapításainak egy részét már KITAIBEL PÁL is helyesbítette.

Érdekes kezdetleges földtani adatokat tartalmaz CSIBA JÁNOS: Dissertatio historico-physica de montibus Hungariae. Tyrnava 1714. c. könyvecske. A nagyszombati jezsuita egyetem természetleírást tanító egykori tanára a barlangokat, a tordai hasadékot, a tatai vörös és fehér márványt, Selmecbánya, Körmöcbánya, Nagyág, Rozsnyó ércbányáit, arany-, ezüst-, réz-, vas- és higanyércek ásványait említi, s azok sajátságait, természetét írja le. Másik munkájában (Dissertatio historico-physica de admirandis Hungariae aquis. 1713.) magyarországi hévizekről ír, említi Budát és Esztergomot. A hévizek keletkezését a Föld mélyében levő tűzi érintkezéssel magyarázza.

Ásványtani vonatkozásban igen jelentős magyar kutatók közül említhetjük FRIDVALSZKY JÁNOS volt jezsuita tanárt (1730—1784), aki Erdély ásványait ismertette (Mineralogia magni principatus Transsylvaniae, et dissertatio de ferro et ferrario Hungariae et Transsylvaniae, Claudiopoli, 1783). Vele egy időben (1742—1781) érdemlegesebben működött BORN IGNÁC, több német és latin nyelven megjelent munkával, Erdély, Szlovákia, Csehország és Krajna ásványainak rendszeres ismertetésével. Kisbaczoni BENKŐ FERENC (1745—1816) erdélyi református pap, nagyszebeni, majd nagyenyedi tanár „Magyar mineralógia, azaz a kövek és ércek tudománya" (Kolozsvár 1786.) c. munkája a magyar ásványtan megalapozója. Előzőleg lefordította WERNER munkáját a kövek és ércek ismertető jegyeiről (1784).

Első földtani adatainkat ZIPSER ANDRÁS „Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn", Sopronban 1817-ben megjelent munkájában találjuk, lexikális modorban. ZIPSER volt később, a Magyar Orvosok és Természetvizsgálók soproni vándorgyűlésén, a Magyarhoni Földtani Társulat megalakításának egyik előmozdítója is.

Ide kell sorolnunk KITAIBEL PÁL kiváló természetbúvárnak, a pesti egyetem világhírű professzorának főként növénytani célra szervezett, rend-

szeres utazásait, amelyeket nehéz körülmények között a XVIII. század végén, Magyarország elhagyatott hegyvidékein végzett. Utazásain 2948 db ásványt gyűjtött és 772 db kőzetet meg ősmaradványt hagyott reánk. Ezek között úrkúti, recski, börzsönyi, telkibányai, Tokaj vidéki ércek, ásványok és kőzetek vannak. A tihanyi bazaltbreccsiában említi a téglavörös (permi) homokkőzárványokat. Ismerte a balatonmenti kővágóörsi pannóniai homokkőből álló „kőtengert", szénsavas forrásokat, a mecseki kőszéntelepeket és a muraközi kőolajnyomokat. Ez a gyűjtemény a Magyar Nemzeti Múzeum Ásványtárában földolgozatlanul, az ellenforradalmi pusztítások során megsemmisült.

KITAIBEL növénygyűjteménye irodalmilag részletesen ismertetve van. De még abban is vannak kellően ki nem értékelt adatok. Földtani gyűjtésének leltárát latin nyelven, JÁVORKA SÁNDOR hozta nyilvánosságra KITAIBELről szóló könyvében. Ez a jegyzék arról tesz tanúságot, hogy KITAIBEL PÁL a növényeken kívül, tudatos rendszerességgel, a hasznosítható anyagok kutatási célzatával gyűjtötte a kőzeteket is. Fölismerte a Mátra vulkáni kőzeteit, a recski kőolajnyomokat. 32 kőzetpéldánya között andezit—dácit zöldköves és kovásodott változatok, érces telér, kova, pirites, alunitos, kaolinos kőzetek, riolittufa és édesvízi mészkő szerepelnek. A Mecsekhegységben a vasasi aknában gömbszenet, Pusztakisfalu és Magyaregregy határában vasércet, Gánton (valószínűleg kútaknában) márgát, mészkövet és vörös agyagot (nyilvánvalóan bauxitot) talált. Úrkúton gyűjtötte s fölismerte a „fekete érces magnézium földet", valószínűleg a mangános anyagot. Fóton, Mogyoródon vulkáni tufát, a Nagyszál oldalában vörös, tűzálló agyagot (oligocén?) gyűjtött, s fölismerte a börzsönyi érc teléres és impregnációs jellegét. Leírta a budaörsi dolomitbreccsiát, a sashegyi és gellérthegyi szarukőbreccsiát, a tétényi fennsík lajtamészkövét, a Sashegy lábánál az alsóoligocén leveles agyagpalát. Mindezek a gyűjtései, későbbi rendszeres feldolgozás szándékával történtek, ami sajnos elmaradt.

A maga idejében KITAIBEL kőzetei és ásványai úttörő, fölfedező jellegűek lehettek. Itt csak a tellur fölfedezésére utalunk, amit a tudománytörténetben nem ismeretlen módon a német KLAPROTH eltulajdonított tőle. Egyik levelében Tokaj—Sárospatak kőzeteit említi, és a Zempléni Szigethegységben, a szlovákiai Nagytoronya körül grafitot és kőszenet is említ, amit azóta az ottani felsőkarbon rétegekben föl is tártak. Tokaj közelében mammutcsontokat talált. KITAIBEL és TOMCSÁNYI az 1810-ben történt móri földrengésről írt latin nyelvű alapvető munkában elsőkül adtak földrengéserősségi térképet és az egyenlő erősségű helyek vonalát megjelölő izoszeizta megjelölést (1. ábra).

Összefüggő, alapvető, útleírás jellegű földtani munka BEUDANT francia geológus, a párizsi egyetem egyik első földtan tanárának „Voyage minéralogique-géologique en Hongrie, pendant l'année 1818" c. 1822-ben megjelent háromkötetes munkája, amelyet 1825-ben németül is kiadtak. Ez a kiváló alapmunka becses társadalmi, néprajzi és ipari megfigyeléseket is tartalmaz. Útvonalai, Magyarország egészére kiterjedően, földtani adataink érdekes forrásául tekinthetők. Művében már ZIPSER ANDRÁS munkáját és adatait is fölhasználta. Mai területünkön belül a Budai hegységről, a Balaton mentéről, a Dunántúli dombvidékről, Pécs vidékéről adott leírásai figyelmet érdemelnek. Földtani szelvényeken kívül (2., 3., 4. ábra) Magyarország első földtani térképét is adja, egymilliós méretben, tizenhat színnel. A Mátrában zöldkőporfirnak említi a timsós kőzeteket, kaolinos földpáttal, biotittal, dihexaederes kvarc- és piritelegyrészekkel. A recski Lahóca kőzetében biotitot és amfibolt ismert föl, kvarc nélkül. Említ ezüstös ólom- és réztartalmú teléreket.

Kisebb jelentőségű utazók útleírásaiban is találunk szórványos földtani adatokat. Így TOWNSON angol kutató Tata hévforrásairól írt először. TOWNSON 1797-ben leírta a mátrai timsófőzést, ami szerinte agyagos porfirból történik. Említ fakóérces teléreket is.

A múlt század közepéig elszigetelt jellegű földtani közlések a szabadságharc után, a Magyarhoni Földtani Társulat megalakulásával (1848—1850)

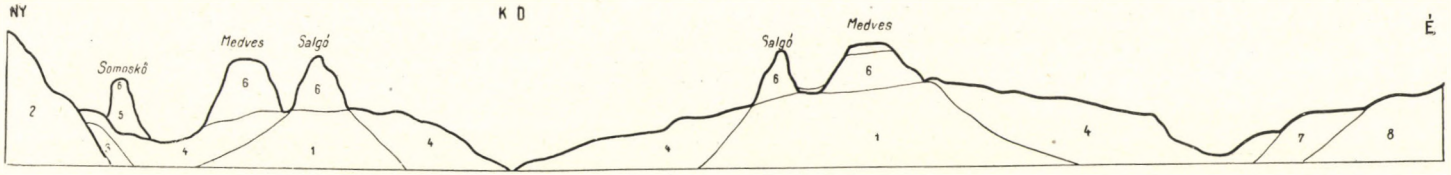
kiadott „Munkálatok" köteteivel rendszeresebbé váltak. A múlt század ötvenes éveiben a bécsi földtani intézet átnézetes földtani térképezése az ország földtani megismerésének egyes vonatkozásokban, hosszú időn át, egyedüli alapja. Az egykori osztrák—magyar birodalom területére vonatkozó, 1850—1865 között végzett bécsi átnézetes földtani térképezés, az ún. HAUER-féle 1 : 576 000 méretű térképen, 12 lapon van összesítve. Az egykori magyar birodalom területe négy lapra terjed. A földtani térképezéssel kapcsolatos jelentések és az összesítő térképmagyarázat a bécsi birodalmi földtani intézet évkönyveiben (Jahrbuch) jelent meg.



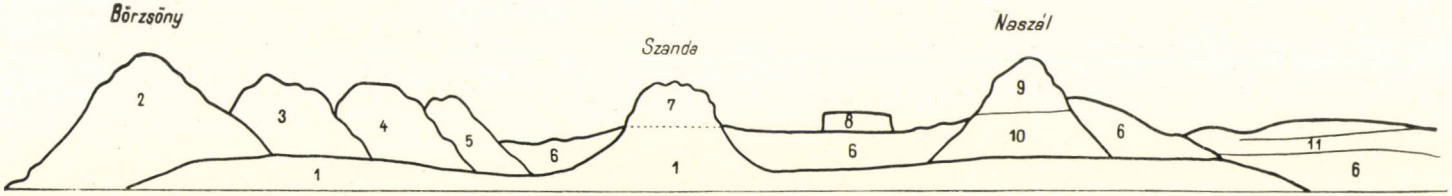
1. ábra. KITAIBEL P.—TOMCSÁNYI A. térképe a móri földrengésről (1810. I. 14.) az egyenlő rengésű terület (izoszeizta) körülhatárolásával

A Magyarhoni Földtani Társulat serkentésére 1869-ben létesített Magyar Állami Földtani Intézettel megindult az ország rendszeres, részletes földtani vizsgálata és földtani térképezése. A Földtani Intézet századfordulóig terjedő tevékenységét földtani megismeréseink részletes adatgyűjtő időszakának mondhatjuk. Ennek a becses és mindmáig alapvető adattárnak részletes földolgozása és megfelelő közzététele csak kis mértékben történt meg, úgyhogy ez az anyag legnagyobb részt kiaknázatlanul maradt az ország földtani megismerésében és az időközi pusztulásokkal, átrendezésekkel nagyrészt használhatatlanná vált. Elkészült földtani részletes térképanyaga is csak részben vált közkinccsé.

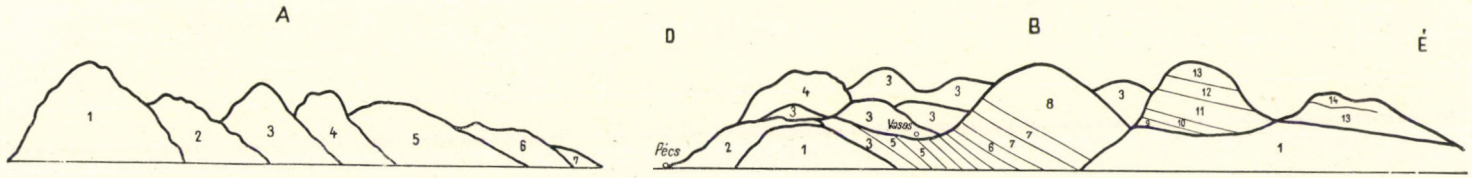
A rendszeres magyar földtani térképezés a kilencvenes évekig az akkor rendelkezésre álló 1 : 28 000 méretű topográfiai alapon történt. Ezen az alapon a Dunántúl első földtani térképlapjai 1 : 44 000 méretű, kézifestésű kiadásban jelentek meg. Később, az eredeti térképezés a mindmáig használatos 1 : 25 000 méretű részletes térképalapokon történt, s részben 1 : 75 000 méretben került



2. ábra. Magyarországi földtani szelvények (BEUDANT, F. S. nyomán): 1. kérdéses képződmény, 2. porfíros zöldkő, 3. vörös konglomerátum, 4. kőszéntelepes homokkő, 5. homokkő, 6. bazalt, 7. vörös, trachitos konglomerátum, 8. őskőzet



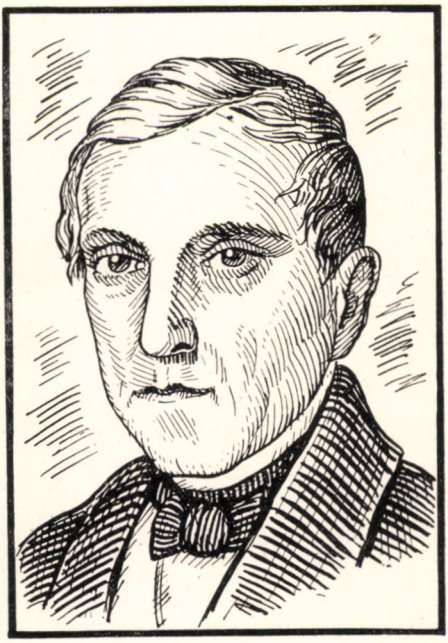
3. ábra. Magyarországi földtani szelvények (BEUDANT, F. S. nyomán): 1. kérdéses képződmény, 2. porfíros zöldkő érctelérekkel, 3. trachit, 4. trachitkonglomerátum, 5. kövületes horzsakő, 6. kövületes homokkő, 7. olivin nélküli trachit, bazalt, 8. bazalt, 9. magnéziumos mészkő, 10. szilárd kvarchomokkő



4. ábra. Magyarországi földtani szelvények (BEUDANT, F. S. nyomán): *A)* 1. vörös mészkő, 2. kvarcos kötőanyagú homokkő, 3. magnéziumos mészkő, 4. jura mészkő, 5. molassz vagy lignites homokkő, 6. párizsi mészkő, 7. homok. *B)* 1. ismeretlen kőzet, 2. párizsi mészkő, 3. kőszéntelepes homokkő, 4. fekete mészkő, 5. rothadó agyagos mészkő, homokkő, agyagpala, 6. palás homokkő, 7. durva és finom kőszéntelepes homokkő, 8. zöld földpátos kőzet, 9. durva konglomerátum, 10. finom homokkő, 11. finom vörös homokkő porfír fészkekkel, 12. durva konglomerátum porfírkavicsokkal, 13. finom vörös homokkő, 14. vörös porfír



KITAIBEL PÁL (1757—1817)



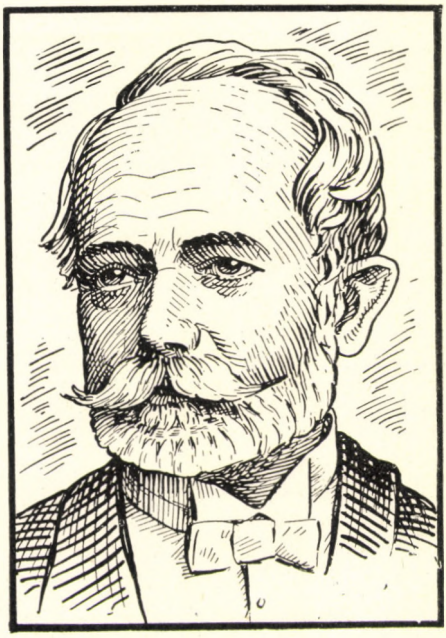
ZIPSER ANDRÁS (1783—1864)



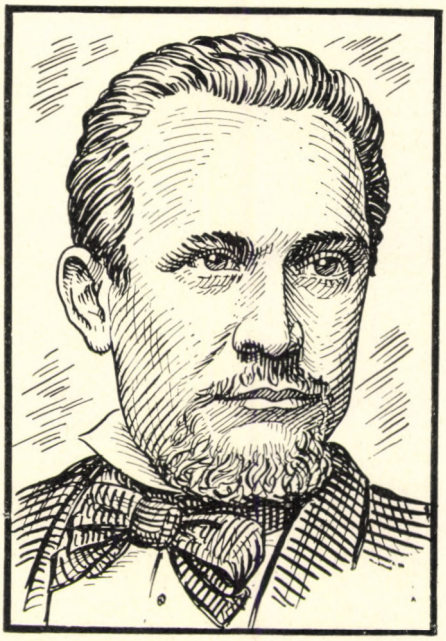
BEUDANT FRANÇOIS SULPICE (1787—1850)



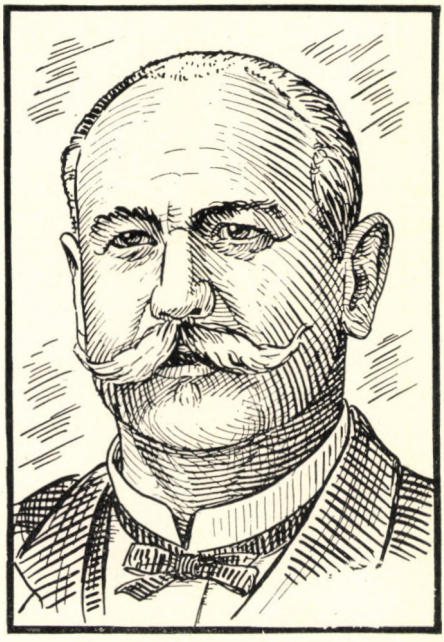
HANTKEN MIKSA (1821—1893)



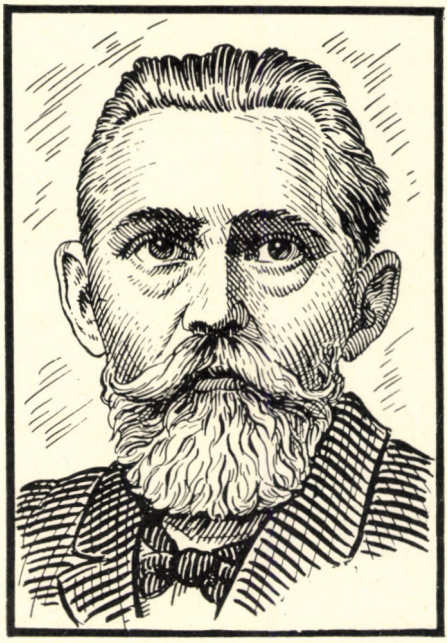
Szabó József (1822—1894)



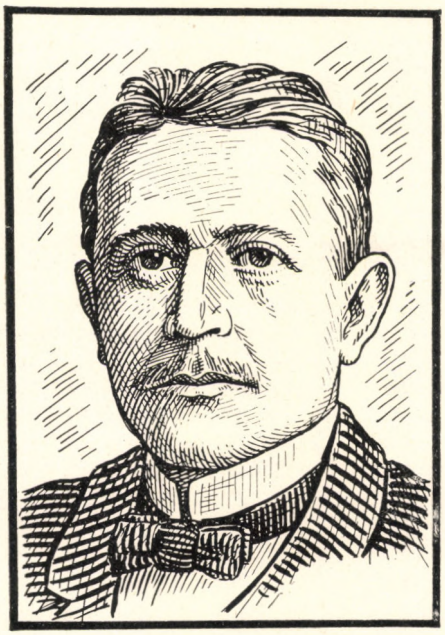
Hofmann Károly (1839—1891)



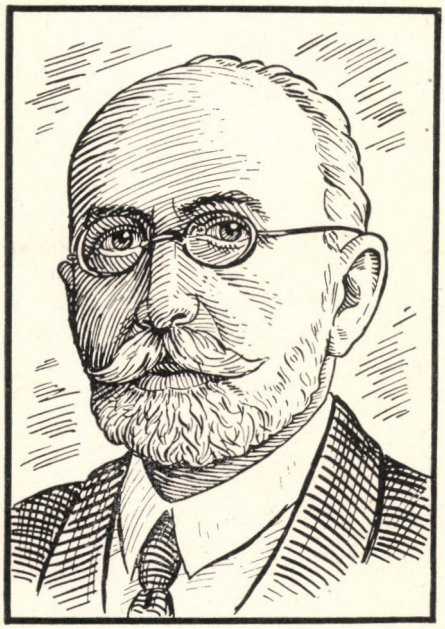
Böckh János (1840—1909)



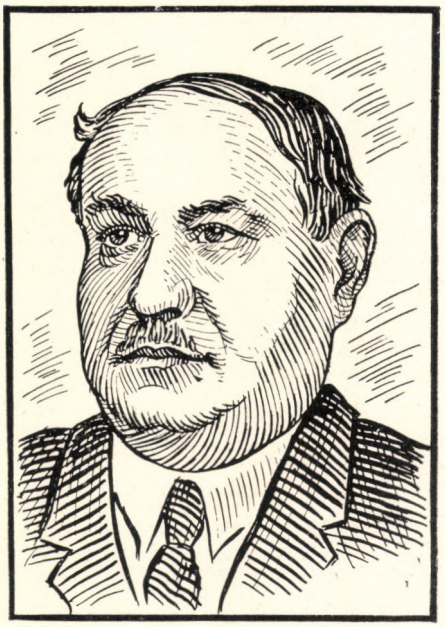
Koch Antal (1843—1927)



ID. LÓCZY LAJOS (1849—1920)



SCHAFARZIK FERENC (1854—1927)



BÖCKH HUGÓ (1874—1931)

(Az arcképeket TEMPINSZKY ISTVÁN rajzolta)

kiadásra. Ez a tervszerű, rendszeres területi földtani térképezés mintegy három évtized óta megszűnt, noha országunk területének jelentős részei (Börzsönyhegység, Tokaj—Szerencsi hegység) az osztrák átnézetes fölvétel óta magyar részről eddig még nem kerültek egységes, részletes földtani térképezésre. Ez a hiány föltűnően érezhető az egységes földtani szintézisben, mert a régebbi adatok nehezen egyeztethetők az újabb megfigyelésekkel. A rendszeres és tervszerű földtani térképezést semmiképpen sem pótolhatják a bármilyen pontos és korszerűen végzett alkalmi térképezések, annál kevésbé, mert azok mozaikjának egyesítésére a legutóbbi időkig sem történtek kielégítő kísérletek.

Egyes területrészek vagy országok földtani fölépítésének rövidre fogott szemléltetője az átnézetes földtani térkép. Magyarország első földtani térképét magyar részről, a magyar birodalom ezredéves (millenniumi) fönnállása alkalmával, 1896-ban a Magyarhoni Földtani Társulat adta ki egymilliós méretben. Magyarázó szövege „A magyar korona országainak földtani viszonyainak rövid vázlata" címmel, magyar és német szöveggel 1897-ben jelent meg. Ezt követőleg Koch Antal és id. Lóczy Lajos összeállításában, a párizsi világkiállításra 360 000-es méretben, 1900-ban készült, aranyéremmel kitüntetett, kéziratos földtani térkép. Eredetije az Egyetemi Földrajzi Intézetben, másolata az Egyetemi Földtani Intézetben található. Ezek azonban ma már csak történeti értékűek.

Lóczy a párizsi kiállításon szerepelt térképet átszerkesztette 900 000-es méretre, s halála után ez a térkép, 1922-ben Papp Károly átdolgozásában került kiadásra. A hozzátartozó magyarázatból csak a holocénre vonatkozó adatfölsorolás jelent meg, a Földtani Szemle I. k. 2. füzetében.

A Magyar Állami Földtani Intézet 1953 tavaszán, kollektív munkával, az összes eddigi térképezési adatok fölhasználásával elkészítette az ország földtani átnézetes térképét kéziratban, 300 000-es méretben. Ez 1956-ban kiadásra került.

Rövid történeti vázlatunk nem volna teljes, ha a földtani vizsgálatok és térképezési történések mellett nem emlékeznénk meg a magyar földtan fejlődését és kialakulását elősegítő, nélkülözhetetlen tanító-nevelő munkáról. Ebben a vonatkozásban ki kell emelnünk Szabó József (1822—1894), Hantken Miksa (1821—1893) úttörő, iskolát teremtő működését, Koch Antal (1843—1927), id. Lóczy Lajos (1849—1920), Schafarzik Ferenc (1853—1927), Szádeczky Gyula (1860—1935) kimagasló alkotó-építő tevékenységét. Iránytjelző működésüket megelőzően értéket jelent számunkra Katona Mihály „Közönséges természeti földleírás" című, 1824-ben (Pest) megjelent korszerű könyve, Rónay Jácint „A tűzimádó bölcs az ősvilágok emlékeiről" c. ismeretterjesztő könyve (Pest, 1860), sőt Csécsi Imre dr.-nak, a debreceni református kollégium tanárának a „felsőbb polgári és középtudós iskolák szükségeire" Debrecenben, 1862-ben kiadott „Földünk s néhány nevezetesebb ásvány rövid természetrajza" is.

Említett nagy mestereink közvetlen tanítványainak vagy közvetett földtani példamutatásának hatása érzékelődik geológusainknak századunk első négy évtizedére terjedő munkálkodásában.

A századforduló után megjelentek egyes területrészekre vonatkozó összefoglaló földtani tanulmányok a Vértes hegységről, a Budai hegységről, a Balatonfelvidékről, Veszprém környékéről, a Mecsekhegységről, Sopron vidékéről, a Mátráról és a Cserhátról. Magyarország összefoglaló földtani leírására is

történt kísérlet (Telegdi-Roth Károly), de sajnos ez az alapvető munka befejezetlen maradt. Egy évszázad többé-kevésbé szétszórt adatgyűjtését három, sőt négy nemzedék különveretű munkáiból korszerű beállításban összesíteni és átértékelni törekedünk. Az első nemzedék lelkes munkája ma már többnyire csak történeti emlék .A magyar földre vonatkozó ismeretünk és tudásunk zöme a második nemzedék nyugodt kutató működéséből ered, kevés összehasonlítással, többnyire csak helyi, leíró jellemzéssel. A harmadik nemzedék szerepe már a régebbi adatok korszerűsítése és új megismerésekkel való kiegészítése volt. Említést érdemelnek Hofmann Károly, Hantken Miksa, Szabó József, Koch Antal, Böckh János és id. Lóczy Lajos alapvető klasszikus tanulmányain kívül Strausz László, Sümeghy József, Gaál István, id. Noszky Jenő rétegtani és ősföldrajzi, Telegdi-Roth Károly ősföldrajzi—hegységszerkezeti munkái, Pávai Vajna Ferenc általános hegységszerkezeti, legtöbbször nem eléggé alátámasztott elgondolásai, Horusitzky Ferenc figyelemre méltó újszerű hegységszerkezeti, s Prinz Gyula földrajzi, geomorfológiai összesítései. Mindezek gyakran már megíráskor meghaladottak, és sohasem az egészet, egységben megvilágítók. Serkentő jellegűek Schmidt Eligius Róbert geomechanikai értelmezései is, amelyek egyre több, megfigyelésekkel alátámasztott részlettanulmányt eredményeztek.

Az értékes részletvizsgálatok fölsorolása itt szükségtelen. Mindegyik meghordta a maga egy vagy több téglájá t a magyar föld földtanának régóta készülő és soha be nem fejezhető épületéhez. Nekik köszönhető, hogy a legutóbbi években mind több általános összefoglalás, sokszoros ismétlésekkel is, napvilágra került. A mélyfúrások szaporodó adatai sok kérdést tisztáztak vagy új megvilágításba hoztak. A magyar medence mélyszerkezeti földtani megismerése kizárólag a mélyfúrások adataitól függ.

Magyarország földtanának alábbi fölvázolásában nem voltunk tehát magunkra utalva, s nem járunk egészen töretlen úton sem. A szükséges résztanulmányok és a különböző szemszögből történő összesítések alapján az egésznek egységes áttekintése, mindannyiunk együttes munkájaként tekintendő. Az első összegezés merész kísérlet mégis, amit vállalni kellett, hogy ezen a téren is behozzuk azt a tudományos lemaradást, amit a földtan korszerű művelésében szaktudományunk minden vonalán pótolni törekedünk. Az idő sürgető volta menti a hiányokat és hibákat, melyeknek javítása a további idők folyamatba tett munkájának föladata, ma már szinte napról napra gyűlő új, meglepő adatokkal.

A következőkben Magyarország leíró földtanát, a részletes leírásokra való utalással vázoljuk. Ezzel főként a szintézis módszerét kívánjuk érzékeltetni és a hegységképződési mozgásokkal ennek a kis földkéregrésznek korszerű szerkezetalakulási jellegeit kiemelni.

Összefoglaló földtani irodalom

Bendefi L., A magyar föld története és szerkezete. Budapest 1934.

Beudant, F. S., Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. Paris 1822.

Böckh J., A geológia fejlődésének rövid története Magyarországon 1774—1896. Földt. Közl. XXVII. 1897.

Budapest természeti képe. I. Budapest földrajza. 1. fejezet: Budapest és környékének geológiája. Horusitzky F., Schréter Z., Szőts E. Budapest 1958.

HANTKEN M., A Magy. Korona orsz. széntelepei és szénbányászata. Budapest 1878.
KITAIBEL, P., Über das Mátragebirge in topographisch-naturhist. Rücksicht. Lit. Anzeiger für Ungarn 18. 1799.
KITAIBEL, P., Hidrografia Hungariae. Pest 1829.
KOCH A., A Magyarhoni Földtani Társulat 50 éves működésének Története. Földt. Közl. XXXII. 1902.
KOCH S., A magyar ásványtan története. Budapest 1952.
KUBACSKA A., Az első barlangszelvények és térképek Magyarországon. Földrajzi Közl. LVI. 1928.
LÁNG S., A Bakony geomorfológiai képe. Földrajzi Közl. VI. 1958.
LILL DE LILIENBACH, M., Journal d'un voyage géologique fait à travers toute la chaine des Carpathes, en Bukovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. Mém. soc. géol. de France, I. 2. Paris 1834.
LÓCZY L., ID., A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. A Balaton tud. tanulm. eredményei. I. Bp. 1913.
LÓCZY L., ID., Magyarország földtani szerkezete. Budapest 1918.
Magyar Áll. Földtani Intézet Évi Jelentései.
NOSZKY J., ID., A Mátra-hegység geomorfológiai viszonyai. Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. kiadv. Karcag 1927.
NOSZKY J., ID., A Cserháthegység földtani viszonyai. Magyar Tájak Földtani leírása. 3. 1940.
PAPP, K., Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest 1919.
PAPP, K., Die geologische Karte Ungarns. Földt. Szemle 1. 2. 1932.
PRINZ GY., Magyarország földrajza. Budapest 1942.
ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—ROTH K., Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. Budapest 1922.
SCHAFARZIK F.—VENDL A., Geológiai kirándulások. Budapest 1929.
SCHRÉTER Z., A Bükkhegység geológiája. Földt. Int. Évi Jel. Függelék 5. 1943.
SZABÓ J., Pest-Buda környékének földtani leírása. Budapest 1858.
SZÁDECZKY-KARDOSS, E., Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. A Bánya- és Kohómérnöki Osztály Közl. Sopron, X. köt. II. rész, Sopron 1938.
TAEGER H., A Vérteshegység földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 17. 1909.
TELEGDI-ROTH K., Magyarország geológiája. I. Pécs „Danubia tudományos gyűjt." 1929.
TELEGDI-ROTH K., Adatok az Északi Bakonytól a Magyar Középső Tömeg fiatal mezozóos fejlődéstörténetéhez. Mat. és Term. tud. Ért. 52. 1935.
TOWNSON, R., Travels in Hungary with a short account of Vienna in the year 1793. London 1797.
VADÁSZ E., A Mecsekhegység. Magyar tájak földtani leírása 1. 1935.
VADÁSZ E., A budapesti Tudományegyetem földtani tanszékeinek százéves története. ELTE 1952—53. tanévi évkönyve. 1954.
VENDL A., A Magy. Tud. Akadémia tagjainak hatása az ásványtan és kőzettan fejlődésére hazánkban. M. T. A. kiadványa 1926.
Vezető a m. k. Állami Földtani Intézet gyűjteményében. Budapest 1909.
VIZER I., Honunk természetalkotta némi nevezetességeiről, földirati, földtani s természettani tekintetben. Magy. Tudós Társaság Évkönyve VII. Buda 1846.
WINKLER-HERMADEN, A., Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien 1957.
ZIPSER, A., Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. Oedenburg 1817.

III. MAGYARORSZÁG FÖLDTÖRTÉNETE

Magyarország földtörténete az újeurópai földtani történések töredéke illetve részlege. A földtörténet nyomozása, a földkéreg minden részén a nagy földtani szakaszok (ciklusok) keretében történhetik. Ezek a nagy földtörténeti szakaszok tudvalevőleg az üledékgyűjtőben létesülő üledékképződéssel indulnak, majd belső erőkre visszavezetett szerkezetalakító mozgásokban (orogenezis) folytatódnak. Ennek során a fölgyülemlett rétegösszletek gyűrődnek, egymásra tolódnak és törnek, magmás folyamatokkal és átalakító (metamorf) jelenségekkel kapcsolódnak, végül epirogenetikus módon kiemelkednek, hegységgé formálódnak. A kiemelkedett orogén részeken az újrainduló lepusztulás, elegyengetődés (tönkösödés) a külső földtani tényezők összeműködésével (glyptogenezis) teljesíti ki a tulajdonképpeni hegységgé alakulást, ami a földtörténeti szakaszokat lezárja, egyben új szakaszt indít. A ciklusok egyes részei a földtan más-más fejezetének módszereivel vizsgálhatók. Az üledékképződés vizsgálata a rétegtan, a tektonika és a geofizika, a glyptogenezisé pedig az ősföldrajz-morfológia eszközeit veszi segítségül.

A természet erőinek, a földtani erőtényezőknek ilyen örök mozgásában Magyarország földtörténetének szemléltetése, bármilyen tökéletes módon és alakban csak természeti pillanatképet rögzíthet. Különösen ha figyelembe vesszük a természet megváltoztatására törekvő szocialista építés hatalmas felszínalakító tevékenységét, ami napról-napra gyorsuló ütemben szolgáltat új adatokat földtörténeti tárgyalásunk kérdés-feltevéseihez. Az eddigi ismereteknek összesítő rögzítése szükséges azonban az új adatok földolgozásához és új szintézisből adódó gyakorlati teendők serkentéséhez.

Magyarország területének földtörténeti vizsgálatában az alaphegység — fedőhegység — medencealakulatok sorrendjében az archai és prekambriumi képződmények egészen számításon kívül maradnak, nálunk teljesen ismeretlenek vagy bizonytalanok. Az ópaleozóikum kristályos hegységrészeinkben csak bizonytalanul, kisebb maradványokban, hegységroncsokban, devon rétegekkel valószínűsíthető. Földtörténeti nyomozásunk biztosabb alapokat csak a karbon időszakban talál. Magyarország területének túlnyomó része azonban fiatalkorú medencealakulat, a kainozóikum, különösen a miocén képződmények teljes és változatos kifejlődésével. A medencében levő peremhegységek és szigethegységek legnagyobb részt mezozóos rétegekből, kisebb mértékben az újpaleozóikum tagjaiból, karbon és permi üledékekből alakultak. A legrégibb földtörténeti szakaszok nyomozása bizonytalan homályba vész.

A) FELSZÍNI ALAPHEGYSÉGEK FÖLDTÖRTÉNETE

ÓPALEOZÓOS ÁTALAKULT KÉPZŐDMÉNYEK

A magyar föld fölépítésében résztvevő legidősebb képződményekről csak hiányos, nem eléggé korszerű és rétegtanilag bizonytalan értékelésű adataink vannak. Idetartoznak a karbon előtti kristályos palából, üledékes eredetű agyagpalából és a kíséretükben levő gneiszból álló alaphegység képződmények, melyek a Keleti Alpok kristályos masszivumainak legkeletibb végződéseiként, Sopron és Kőszeg vidékén, az országhatáron belül találhatók. Többé-kevésbé hasonló módon megtalálhatók még a Dunántúli Magyar Középhegység kristályos alaphegységét tevő Velencei hegységben s annak csapásában folytatódó összefüggő vonulatként a Balaton mentén. Ugyanígy mutatkoznak ezek a Mecsekhegység déli és délkeleti előterét tevő Pécs—mórágyi, legnagyobb részt fiatal képződményekkel födött tönkhegység dombvidékének gránit vonulatát kísérő átalakult kristályos palaösszlet pikkelyfoszlányaiban.

A Sopron—Kőszegi kristályos—ópaleozóos alaphegység

A nyugati határhegység-részletek földtani vizsgálata az első magyar földtani térképezés óta sokáig elhanyagolt volt. Az egykori selmecbányai Bányamérnöki Főiskola, illetve Műszaki Egyetemi Kar Sopronba helyezésével került ez a terület újabb földtani vizsgálatra és részletes leírásra.

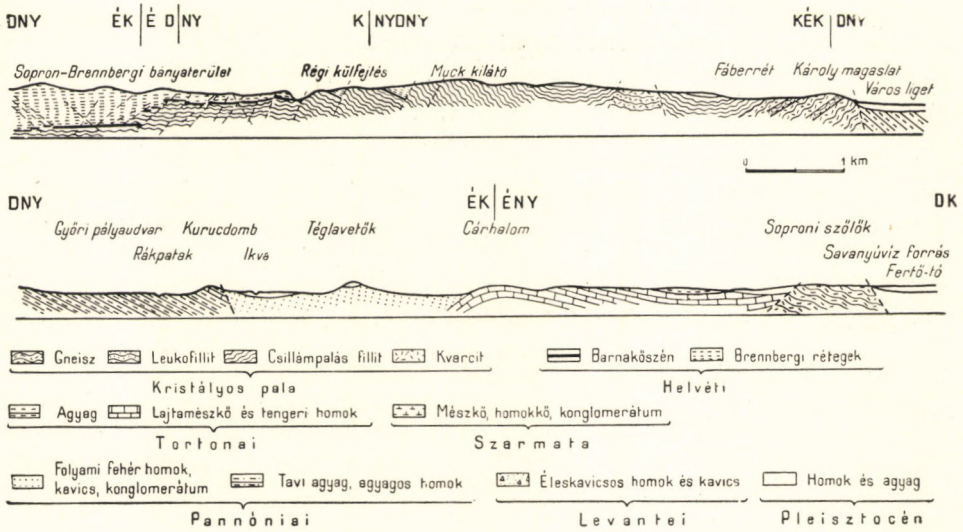
Sopronvidék

Sopron vidékén, VENDEL MIKLÓS korszerű tanulmányai szerint, a Keleti Alpok központi övének északstájer—alsóausztriai kristályos palavonulatához csatlakozó Lajtahegység részei a Belsőalpi medence és a Pannóniai medence határán levő kisebb-nagyobb szigetrögök alakjában bukkannak ki a neogén medencetérszínből. Kőzettani kifejlődésben a soproni vonulatrészben gneisz, csillámpala, fillit, leukofillit, ritkábban grafitos fillit és kvarcit mutatkozik, valószínű egymásrakövetkezési sorrendben. A gneiszösszlet mezozónás, sőt katazónás képződésű, legalsó, legidősebb tag. VENDEL részletes kőzetgenetikai vizsgálata szerint a Soproni vonulat gneiszösszlete ortogneisz, néha föltűnő gránitos szövetű részekkel. A medgyesi vonulatrészben az ortogneisz csak az északi részen van túlsúlyban. A csillámpala átmenet a jellegzetes csillámpala és a fillit között, tektonikailag érintkezik a gneiszösszlettel. A leukofillit (muszkovit—leuchtenbergit) pala milonitszerű képződmény, amely Sopron vidékén a legmélyebb gneisz- és csillámpalaösszlet között, valamint az utóbbi fölött következő, legmagasabb helyzetű disztén—leuchtenbergit kvarcitösszlet között ugyancsak tektonikai pikkelyként mutatkozik.

Valamennyi átalakult kőzetfajtán ÉÉK (30°) irányú vonalasság észlelhető. A vízszintes irányú nyomóerő hatására történt erőteljes dinamometamorfizmus során a leukofillit, magnéziumkicserélődéssel leuchtenbergitté alakult. Ez a magnéziummetaszomatózis, a disztén—leuchtenbergit kvarcitot is érte, amit a kvarcitban található leuchtenbergit igazol. A fillit és kvarcit epizónás lehet. Ritkábban a fillitövben is előfordulnak finompalás gneiszbetelepülések. Helyenként a gneisz szericites átmeneti tagokkal

szerkezeti pikkelyként is mutatkozik a fillit alatt. A fillitöv felső részében, kiékelődő lencsékben, kvarcit mutatkozik. Ezek földtani kora ópaleozóikumnál fiatalabb nem lehet.

Vendel Miklós szerint a Sopron vidéki kristályos palasorozat valamennyi tagja allochton, összetett nagypikkelyes szerkezetű, varisztikum előtti alakulat, későbbi gyakori törésekkel. Érthetőleg az utólagos törések túlsúlyban vannak, kisebb gyűrt-pikkelyes áttolódásokkal is (5. ábra).



5. ábra. Sopron vidéki földtani szelvények (Vendel M. szerint, 1920)

Kőszegi hegység

A legújabb földtani részletvizsgálatok szerint a Kőszegi hegység szigetrögei paleozóos homokkő, agyag, márga, átalakult vulkáni tufaanyagú dinamometamorf, epizónás kristályos palasorozatból állnak. Szentes Ferenc két kifejlődésében eltérő rétegsorozatot különböztet meg. Az egyik a kőszegi sorozat; ez kvarcos dolomitkonglomerátummal kezdődik, meszes csillámpala, fekete pala, fillit, kvarcfillites mészkő, kvarcfillit, zöldpala és kvarchomokkőösszlet többszörös váltakozásából adódik (5—800 m). A másik, ettől némileg eltérő velemi sorozat 500—600 m vastagságban, lényegében az alsó konglomerátum és a felső homokkőösszlet hiányával, hasonló képződményekből alakul. Rétegtani helyzetét alpi analógiákkal, a karbon és perm határára (permokarbon) teszik, a konglomerátumban tévesen felsőkarbonnak tartott dolomit földolgozott anyaga alapján. Ez a dolomit azonban azonos a délebbre, az országhatáron kívül található, középsődevon dolomittal. A konglomerátum tehát a variszti hegységképződés bretoni előszakaszában történt kiemelkedést követő, karboneleji lepusztítás anyagából származik.

A fillitsorozat az országhatáron túl kapcsolatos a Hofmann által Kirchfidisch (Egyházasfüzes) — Hannersdorf (Sámfalva) határában, 1875-ben talált középsődevon faunás, kevésbé átalakult mészpala- és dolomitrétegösszlettel.

Ez az országhatáron kívüli, hozzánk legközelebb eső, legrégibb, faunával igazolt képződmény, a kőszegi fillitsorozat átalakulásának földtani korát legalább a variszti hegységképződési szakaszra vagy annál régebbre rögzíti. Szerkezeti alakulása valószínűleg a Karni Alpokban kimutatott szudétai vagy aszturiai gyűrődési szakaszra tehető. Az egykori varisztid gyűrődés ÉÉNy—DDK csapásirányban fölismerhető, de az erősen lepusztult rögök utólagos törésekkel átjárva, pikkelyes egymásratolódást mutatnak. A Keleti Alpok hasonló kifejlődésű sorozatát HERITSCH autochtonnak minősíti, MOHR és KOBER alsóbb „grauvakke takarónak" tekinti.

Az északabbra eső ausztriai rohonci és borostyánkői palaösszlet a Magas Tauern liászig terjedő pennini fáciesét képviseli. Az itteni kvarcfillitsorozat fölfelé többnyire vöröses színű (permotriász) kvarcittal zárul. Fölötte rauvakke vagy dolomitbreccsia, majd mészfillit, mészkő, selymespala és ofiolit van. A mészfillitben a pennini liász breccsiára emlékeztető, többé-kevésbé lencseszerű dolomitos fillitbreccsia települ. Az egész ausztriai borostyánkői sorozat minden oldalon az „idős kristályos összlet" alá bukik. Az idős kristályos összlet közvetlen határán pedig a borostyánkőitől eltérő semmeringi kvarcit jellegű szerkezeti egység mutatkozik. A szerkezeti kép egymásra tolódott pikkelyek maradványa, amelyek közül a fiatalabb tagok alsó keletalpi, a vörös északabbiak középső keletalpi jellegűek. Ezek fölött a kristályos sorozat következik, a gráci paleozóos, illetve grauvakkeövvel.

A Sopron és Kőszeg vidéki kristályos vonulatrészek a Kisalföld felé, hirtelen leszakadással, a fiatal harmadidőszaki rétegek alatt tűnnek el. Jelenlétüket igazolják a Sopron megyei Mihályi község határában lemélyített mélyfúrások, amelyek 1460—2470 m közötti mélységekben, a pannóniai rétegek alatt, helyenként tortonai és szarmata rétegfoszlányoknak és azok törmelékének harántolása után, közvetlenül a fillitbe és agyagpalába jutottak.

A Velencei hegység és a balatonmelléki kristályos vonulategyüttes

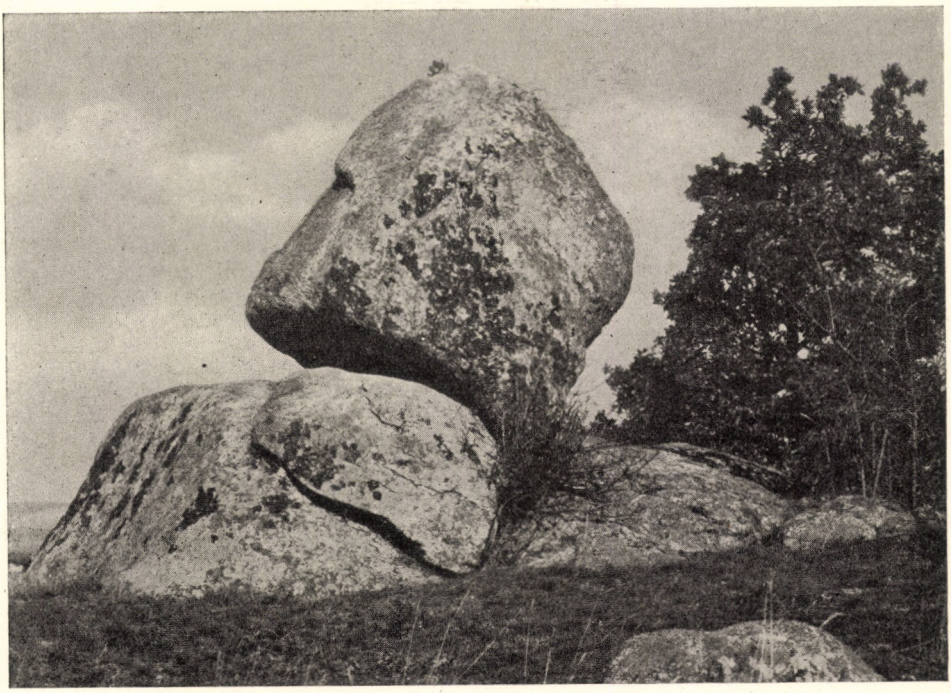
A Velencei hegység a Magyar Középhegység vérteshegységi részének délkeleti előterében, ugyancsak a pannóniai emelet medenceüledékeinek dombvidékéből kiemelkedő, felszínen mintegy 20 km hosszú, 5—7 km szélességű, ÉK—DNy csapású, letarolt ópaleozóos kristályos vonulat. Keleten hirtelen leszakadással végződik a medenceüledékek felé. Nyugaton ugyancsak hirtelen leszakadásokkal megszakítva, Székesfehérváron a mélységben, majd Úrhida, Szabadbattyán határában kisebb rögökben felszínre bukkanva folytatódik a Balaton alatt és a zalai partvidék fillitvonulatában.

A Velencei hegység földtani leírásával, PETERS KÁROLY, INKEY BÉLA és WINKLER BENŐ szórványos adatai után, részletes alapossággal VENDL ALADÁR foglalkozott. A háború előtti, majd az azt követő idők kezdeti kutató föltárásainak új megismeréseit FÖLDVÁRI ALADÁR vizsgálatai és közleményei indították meg. Ezek nyomán JANTSKY BÉLA rendszeres újratérképezéssel, a korszerű gránitképződési, magmatektonikai, anyagvizsgálati és általános hegységszerkezeti alapokon elkészítette a Velencei hegység földtani fejlődéstörténetét.

A Velencei hegység gránitplutónja központosan helyezkedik el a Magyar Középhegység tengelyében húzódó, ÉK—DNy csapásirányú paleozóos szerkezeti övben. Északkeleti és délnyugati oldalán kvarcos fillitsorozat foszlányai szegélyezik, délnyugat felé pedig, a Balaton mentén, hozzátartozó vonulatrészben ugyanilyen fillitsorozat vonulatfoszlányai nyomozhatók, közbetelepült vulkanitokkal. Ebben a regionális metamorfózist jelző fillitsorozatban található a gránit, dinamometamorf palásodási nyomok nélkül. Az érintkezés

helyein eddig az aktív gránitmagma benyomulási nyomát, injekciós jelenségeit nem találjuk. A gránit mindenhol tektonikusan érintkezik az őt körülvevő fillitburokkal. A gránitmagmatizmus enyhe kontakthatása csomós pala és andaluzit—szillimanitos pala alakban mutatkozik a hegység különböző helyein. Az átalakult palaburok a Meleghegy—Gécsihegy vonalában határolja, s ezzel ÉK-felé a Velencei hegység vonulata a felszínen megszűnik.

A gránitra boruló fillitsorozatba tartozik az azzal együttesen begyűrt, palásodott vagy dinamometamorfózist mutató kvarcporfirit, diabáz és diabázporfirit is. A székes-



6. ábra. Kockára széteső gránit egyik élén álló ingóköve, Pákozd (Sárhegy)

fehérvári mélyfúrás 540 és 560 m között kloritosodott diabázt, 940—980 m-ig andaluzitos palát és 1100—1228 m-ig a fúrás talpáig „grauvakkét" harántolt. Jugovics Lajos ebből a fúrásból néhány méter vastag diorit közbetelepülést is említ. A diabáz a hegység északkeleti palaburkában is megvan, kvarcporfirittel, ami egyezik a balatonmelléki Alsóörs—Lovas határában a felszínen levő, típusos dinamometamorf kvarcporfirittel.

A gránitplutón mozgási szakaszát jelző folyásos szövet vagy más hasonló vonalas, illetve leveles szerkezet a hegységben csak egy helyen észlelhető. Ilyen irányítottság a gránit mikrotektonikai elemeiben sincs.

A gránitmagmatizmus töréses szakaszában, a gránitporfir és a mikrogránittelérek képződése idején a gránitban ÉÉK (30°) csapású, közel egy irányú hatalmas hasadékok keletkeztek, amelyekbe a gránitporfir és mikrogránit magma benyomult. Ezek a gránitporfirtelérek kétoldalt szegélyezik a gránitplutón kiterjedését és csapásirányban jelzik annak részarányos voltát.

A gránit, a mikrogránit és a gránitporfir benyomulási ideje között a megmerevedés állapotáig terjedő időkülönbség van, mozgásos hasadékképződéssel. Míg ugyanis a gránit aktív magmaként seholsem érintkezik a palaburokkal, addig a mikrogránit, gránitporfir és az aplit mindenhol injekciókat bocsát a palaburokba, muszkovitosodással, flogopitosodással, érintkezéses hatással és apró palazárványokkal. A mikrogránit feltörését pegmatitképződés, majd utómagmás folyamatok követték, jellemző pneumatolízissel, ami a gránit körül turmalinos palaövben észlelhető. A turmalin kvarcosodással együtt, turmalinos kvarcerek alakjában minden irányban átjárja az érintkezéses átalakulású fillitsorozatot, a korábbi andaluzitos kőzet elbontásával. A turmalinos övben andaluzitos pala nincs. A turmalinosodás utáni, késői pneumatolitos szakaszban, a gránit ÉK-i peremén molibdenit mutatkozik vékony kvarcerek érces kitöltéseként. A pneumatolízis molibdenites szakasza, piritesedéssel, nagy hőmérsékletű hidrotermális folyamatba megy át, ami a hegység ÉK-i részében különösen erősen mutatkozik. Végül, a kisebb hőmérsékletű hidrotermális folyamatok, különösen a hegység DNy-i felében, karbonátos, érces, fluoritos telérek képződéséhez vezettek.

Ezzel a gránitmagmatizmus és annak utóműködése lezárult.

Ezek szerint a Velencei hegység különböző kőzettani kifejlődésű gránittömegében két plutóni magmamozgás tételezhető fel. Az első, az ortoklász—oligoklász alapgránit, amit aplitos, mikrogránitos vagy gránitporfiros benyomulás követ. Az utóbbival járó pneumatolitos—hidrotermális hatások hozták létre az ércesedési nyomokat és a kvarcosodást. A hidrotermális folyamatok nem különülnek el a pneumatolitos folyamatoktól, s azok képződményeit újból elbontották, újraalakították. A gránitporfir a hegységben jellegzetes ÉK—DNy csapású telérrajokban általános elterjedésű. A gránitplutón keletkezési folyamatainak ásványtani—kőzettani és geokémiai fölismerésével, pneumatolitos ásványok (fluorit, turmalin) és ércesedés (molibdenit), valamint hidrotermális hatások (kvarcosodás, barit) szabályos, magmás folyamat-egységként állnak előttünk.

Az ércesedési folyamat, összefüggő módon a Gécsihegy turmalinos övében mutatkozik. A molibdenites erek 75° csapásirányt követnek. JANTSKY szerint az ércesedés vékony kvarcerekben vagy szabálytalan, pókhálószerű hajszál-kvarceres fészkekben mutatkozik. Az eddigi átlageredmények szerint 0,02% Mo-tartalommal. A molibdenit kísérő ásványai: pirit, ami a molibdenitesedés végső szakaszában keletkezik, tehát a molibdénes részekben kevés a pirit, a pirites erekben kevés a molibdenit. Helyette szfalerit és galenit jelentkezik a gránitot szelő erekben, a gránitba is behatolóan. Nagyobb hőmérsékletet jelző ásványok: hidromuszkovit—kaolinos fészkek, kalkopirittel és arzenopirittel. Számos egyéb ásványon kívül említhetjük a gyenge ónnyomokat és a pneumatolitos ásványokkal jelentkező litiumot. A pneumatolitos és kezdeti hidrotermális folyamatokhoz fűződik a radioaktív anyagok koncentrálódása is.

Kiterjedésben a Velencei hegység kristályos alaphegységének zöme biotitgránit, aminek szélein, északon és délen idősebb átalakult kvarcitpala- és agyagpalafoszlányok és fillit mutatkozik. Ennek az átalakult, helytelenül „kontaktpala" néven említett összletnek üledékes eredését szemlélteti a kvarcitpala jellegzetes keresztrétegzettsége. Ez az algonkiumi jotni homokkő szárazföldi keresztrétegzettségére emlékeztet, kétségtelenül egészen sekélyvízi képződmény. Epizónás korábbi átalakulást szenvedett, utólagos gránitplutóni, hidrotermális jelenségekkel.

A gránit az átalakult palaösszlettel mindenütt utólagos törések mentén érintkezik, sok helyen diszlokációs breccsiás övvel. Az alapgránitban palazárványok igen ritkák, de a mikrogránit a palába is injekciókat bocsát, és beolvasztott palazárványokat is tartalmaz. Az érintkezésnél a palarétegeket kvarcosítja, turmalinos, fluoritos és érces nyomokkal is átitatja. Ezek a jelenségek a palaösszlet regionális átalakulását az alapgránit első plutóni mozgási

szakasza előtti időre rögzítik. A gránitporfir a plutóni mozgás végső, töréses szakaszában már átalakult palaösszlettel érintkezhetett.

Az ÉK—DNy csapású hegység minden oldalon hirtelen leszakadással végződik s a mélyfúrások tanúsága szerint, már a hegységperem közelében, 700—1000 m vastag fiatal harmadidőszaki üledékösszletek födik. A leszakadással keletkezett, süllyedő üledékgyűjtő mozgása a pannóniai emeletben fokozódott.

A Velencei hegység mai tönkhegységében a gránit a perm időszakban valószínűleg még nem volt felszínen. A mezozóikumban mindvégig szárazföld lehetett. Az eocén felső részében, az északi oldalon találunk tengeri képződményeket, vastag szárazföldi, törmeléklejtő jellegű fölhalmozódás fölött. Az oligocénban és a miocénban is legnagyobb részt kiemelkedett volt, s valószínűleg csak a pannóniai emeletben süllyedt alá átmenetileg. A pannóniai üledékek legnagyobb részt elborították, s csak utólag, a hegységrész újabb kiemelkedésével pusztultak le róla. Ilyenformán a hegység mai térszíni kialakulása pannóniai emelet utáni. JANTSKY BÉLA kőzetgenetikai és geokémiai vizsgálatai arra utalnak, hogy a palaburok lepusztulásával felszínre jutott gránitplutónból nem sok pusztult le, úgyhogy a felszíni pneumatolitos nyomok a mélység felé, gyakorlatilag biztatóbban alakulhatnak.

A Velencei hegység ópaleozóos átalakult vonulatának folytatását a 180 m átlagos magasságú, hullámos—dombos medence térszínből Úrhida, Szabadbattyán, Polgárdi és Füle községek határában kiemelkedő, a Szárhegy és Somlyó ÉK—DNy irányban húzódó, két kilométeres alacsony, ívelt dombvonulatában találjuk a felszínen. Úrhidán kvarcos agyagpala és kvarcitpala délkeleti dűlésben mutatkozik, a Velencei hegységgel azonos kifejlődésben. A Szárhegy és Somlyó dombvonulata fehér és szürke félig kristályos mészkő, dolomitos mészkő és vasas, néhol kissé bitumenes mészkőrétegekből áll, helyenként palás és fillites részekkel, ÉK—DNy csapásban, változó északnyugati és délkeleti gyűrt boltozatszerű településben, litoklázisokkal sűrűn átjárt hasadékokkal, karsztos üregkioldódásokkal és mélyreható vörösagyagos hasadékkitöltésekkel, amiből gazdag felsőpliocén gerinces fauna került ki. A mészkőösszletben a balatonfelvidéki és a Velencei hegységivel egyező idősebb kvarcporfirbenyomulások vannak, későbbi szerkezetváltozással és hidrotermális bomlási nyomokkal. ID. LÓCZY LAJOS a mészkőben elszórt fészkekben galenitet és aktinolitot említett. A galenitnyomokon indult bányászati föltárások a Velencei hegységivel egyező hidrotermális—metaszomatikus ércesedést igazolták. Az aktinolit az átalakulást jelzi. Az egész átalakult, gyűrt mészkőösszlet a szabadbattyáni bányászati föltárások szerint az ott föltárt alsókarbon agyagpala, homokkő és sötétszürke, bitumenes mészkőösszletre reápikkelyeződött helyzetben van. Ugyanez a rétegsorrend és kifejlődés mutatkozott az Úrhidán lemélyített fúrásban, amelyben az eocén összlet után, 340 m mélységben a sötétszürke alsókarbon agyagpalát találták.

Ezek a megfigyelési tények kétségtelenné teszik az itteni fillit és kristályos mészkőösszletnek, valamint az ezzel azonos Velencei hegységi fillit- és palaösszletnek összetartozó vonulatszerű jellegét és a gránitbenyomulás előtti, feltétlen karbon előtti, átalakult voltát is. Ópaleozóikumba tartozását már ID. LÓCZY megállapította. A mészkőösszlet szilur—devon korú lehet.

A fillitvonulat felszíni folytatását, kis megszakítás után a balatonfőkajári Somlyón találjuk, ráncolódott szericites fillit és kvarcit alakjában. Tovább, délnyugat felé a Balatonfelvidéken, ugyancsak megszakításokkal két nagyobb fillitösszlet azonos kifejlődésű és egyező csapású vonulatrészletét találjuk. Az egyik Alsóörs—Lovas—Paloznak közötti balatoni sziklaterasz, a másik Révfülöp környéke. Mindkettő nyomokban Badacsonytomaj határában is észlelhető (Örsihegy, Tepincs domb). Ebben az ugyancsak jellegzetes

balatonmelléki fillitvonulatban világosszürke, barna vagy zöldes selymesfényű szericit, fillit, grafitos, kvarceres agyagpala, kvarcitpala, lidit és palás kvarcit az uralkodó kőzetfajták, kataklázos szövettel, kvarcporfir, porfiroid, gránitporfir és diabáz telérszerű közbetelepülésével. Id. Lóczy szerint az ortoklász és plagioklász tartalmú kvarcporfir makroszkóposan gránitkülsejű, mikroszkóposan porfiros. Nem intruziós, apofizás alakulat, mert szorosan összeforrad a fillittel, amit arkózás porfiroiddá átalakított. Jantsky vizsgálatai szerint ez a kőzet a Velencei hegység gránitporfirjával, az átalakult palaösszletbe benyomult második gránitos szakaszt jelző mikrogránittal azonos.

A balatonmelléki fillitvonulat fölött a felszínen mindenütt a középsőpermi vörös-homokkő- és konglomerátumösszlet települ, aminek anyagában a fillitösszlet kőzetanyaga és a kvarcporfir törmeléke is jól felismerhető. A vöröshomokkőösszlet látszólagos konkordanciával települ a fillitre. A fillitösszlet határán, a vöröses színeződés megelőző szárazföldi mállásra utal. A legújabb Lovas körüli mélyfúrások a permi rétegek alatt sötétszürke, fekete agyagpala- és bitumenes mészkőrétegeket harántoltak, amelyek mikrofauna alapján kétségtelenül alsókarbonba tartoznak, s a szabadbattyáni föltárásban megismert, azonos helyzetű rétegekkel azonosak. Ezek az alsókarbon rétegek, a fúrási anyag szerint látszólag fokozatos átmenettel folytatódnak az alattuk levő szericites fillitből. Az utóbbiaknak karbon előtti, ópaleozóos kora tehát ebben a vonulatrészben is kétségtelen.

Mindezek az adatok, valamint újabb vizsgálati megismerések teljes mértékben alátámasztják és megerősítik Id. Lóczy megállapítását, hogy a Velencei hegység, a szabadbattyáni, polgárdi, úrhidai szigetrögök, valamint a balatonmelléki fillit- és kvarcitösszletek egy összefüggő, nagyobb kiterjedésű régi hegységvonulat felszíni romjai. A mélybesüllyedt részeket Székesfehérvártól nyugatra, Csór és Inota községek határában, majd a Balaton tengelyében és déli előterében a siófoki, balatonföldvári, balatonhídvégi mélyfúrásokban elért fillit és kristályos pala (gránátos kloritpala) képződmények mutatják, Balatonbozsokon diabázbetelepüléssel is. Az átalakult palaösszlet s a hozzátartozó bázisos mélységi kőzetek (diabáz, diorit) rétegtani kora kétségtelenül karbon előtti, valószínűleg a régebbi irodalomban említett devonnál is idősebb. Id. Lóczy a szabadbattyáni—polgárdi gyűrt mészkőösszletet minősíti legidősebb tagnak, s a fillites—porfiroidos összletet annak fedőjébe helyezi. Jantsky az egész átalakult vonulatösszletet, a szlovákiai Gemeridák hasonló kifejlődéseivel azonosítva, az ottani kambroszilur nyomán devon előtti képződménynek minősíti.

Szalai Tibor a polgárdi Somlyó nagy kőfejtőjének keleti falán ismertetett gránitporfir—kvarcporfir—aplittelérből permi homokkőzárványt írt le. Ebből a gránitosodás befejező szakaszát jelző telérbenyomulás permi homokkő utáni korára következtet. A mészkő pedig szerinte az aplitbenyomulás előtt már a perm homokkőre rápikkelyezett volt. Megismétli egy korábbi dolgozatában említett, a Velencei hegység paleozóikumnál fiatalabb korára vonatkozó elgondolását. Ezen az alapon, a szárhegyi pikkelyt kimmériai mozgási szakaszban keletkezettnek véli. Eddigi ismereteink szerint ezek az elgondolások nem igazolódtak.

Külön kell foglalkoznunk a rétegtani megítélésben a Velencei hegység gránitjának kérdésével. A települési viszonyok nyilvánvalóan arra utalnak, hogy itt a fillit, átalakult pala és kristályos mészkőből álló sorozatba benyomult autochton, körülhatárolt gránitplutónnal (batolit) van dolgunk.

A gránitot szegélyező átalakult palaösszlet a mélyfúrásokban is megállapítható volt, s az említett székesfehérvári fúrás 500 m körüli mélységében ofitos betelepülést is találtak (Jugovics). A sorozat földtani korát a régebbi irodalom devonnak vagy alsókarbonnak jelölte. Id. Lóczy szerint a fillites

kőzetek az ópaleozóikumba tartoznak, esetleg a legalsó karbont is képviselhetik. A szabadbattyáni, tektonikusan préselt agyagpala- és mészkősorozat karbon kora a közelmúltban végzett érckutatások során Földvári Aladár és Kiss János behatóbb vizsgálatával biztosan megállapítható. Az eddigi vizsgálatok szerint a kristályos mészkő sötétszürke agyagpalával és sötétszürke homokos mészkővel tektonikusan érintkezik. Az utóbbi a szabadbattyáni Szárhegy kutatásában talált *Productus* és korall maradványok szerint, alsókarbon vizéi emeletének *Productus giganteus* szintjébe tartozik. Az átalakult fillitsorozat s a vele kapcsolatos diabáz és kvarcporfir ezt megelőző idejű képződmény, analógiák szerint ópalezóos, valószínűleg devon előtti lehet. A gránitplutón behatolása tehát itt is a varisztid hegységképződés időszakára tehető, valószínűleg annak aszturiai, határozottan perm előtti szakaszára esik. Lényegében egyezik tehát a Keleti Alpok kristályos masszívumával. Perm előtti voltát bizonyítja, hogy a permi homokkő és konglomerátum törmelékanyagában a régebbi fillitsorozat törmeléke mutatkozik, de a gránit anyaga még nem ismerhető föl. Az utóbbi hiány azonban a gránitplutónnak a permi időszakban még födött voltával magyarázható.

Itt említjük meg, hogy Földváriné Vogl Mária 1959-ben stroncium módszerrel végzett vizsgálatai alapján a Velencei hegység gránitjának földtani korát $217{,}10^6 \pm 40{,}10^6$ évben határozta meg. Ez Holmes földtani időtartam adatai szerint, a karbon időszak keretébe (203—255 millió év) esik.

A Velencei hegységnek és balatonmenti folytatásának kristályos alaphegységét autochton helyzetűnek tartjuk. Kraus szerint a Balaton két oldalán levő „szericitalbitkvarcit és arkóza" a Semmering-kvarcithoz hasonló, az alpi kristályos képződmények III. kvarcfillit és kvarc csoportjának felelhet meg. Suess Entstehung der Alpen c. munkájában a Velencei hegység gránitját és kísérő karbon összletét a karintiai Kappel „fiatalabb" gránitjának folytatásaként sejteti.

A Mecsekhegység gránit és kristályos pala területe

A Baranyai Szigethegységben, a Mecsek—Zengővonulat déli előterében, a Velencei hegységét meghaladó mértékű letarolásban, lösszel és fiatal harmadidőszaki rétegekkel födött dombvidékben jelentkezik a kristályos alaphegység. A Pécstől Mórágyig terjedő terület főtömege a Velencei hegység északi részével egyező, helyenként szienites kifejlődésű biotitgránit. Roth Samu régi leírása szerint gneiszgránitbetelepülések, telérek és zárványok alakjában találhatók. Korszerű összesítő kőzettani vizsgálata még hiányzik, s nagyon sok újdonságot várhatunk magmatektonikai tekintetben is.

Legújabban Papp Ferenc Reichert Róbertnek régebben begyűjtött, hátrahagyott anyagában biotitgránit, amfibolos biotitgránit, biotitos amfibolgránit, amfibol tartalmú biotitgránit, amfibolszienit, minette, granodiorit, kerzantit és gránitaplit kőzetfajtákat határozott meg, porfiros, öregszemű, pegmatitos és aprószemű változatokkal. Leggyakoribb a normálgránitos és a szienites kőzet. Kőzetei szerint, a mecsekhegységi gránitterület az alkáli-provinciához való átmenetet jelez.

Mauritz Béla és Csajághy Gábor újabban a gránitot áttörő bosztonitszerű, szanidines alkáli telérkőzetet írták le Mórágy és Bátapáti körül, s föltételesen a krétaeleji fonolittal hozták kapcsolatba. Földvári ennek a gránitbatolithoz sorolt bosztonitnak radioaktív jellegét állapította meg, Szádeczky-Kardoss Elemér pedig egyéb, ritka elem lehetőségeire utalt reá. Csajághy Gábor és Kaszanitzky Ferenc újabb vizsgálatai szerint a bátapáti, többszáz méter hosszban föltárt, jelentős mennyiségű bosztonit 0,12—0,13% cirkóniumot is tartalmaz. Magmatizmusát inkább a mecsekhegységi kréta-

eleji trachidolerit, fonolit és újabban fölismert tolnaváraljai nátrontrachit alkáli kőzetek tartozékának tekintik. Ennek ellene mond az, hogy az újabb üledékkőzettani vizsgálatok a mecsekhegységi permi (Barabás Andor) és a raeti (Imreh László) homokkőösszlet anyagában bosztonit törmeléket találtak. Másrészt a trachidolerittelérek a fazekasbodai völgyig terjedőleg is észlelhetők. Szádeczky-Kardoss nyomán Imreh a bosztonitnak triász előtti és krétaeleji két szakaszban történt képződésére következtet. Ez a fölfogás eddigi földtani ismereteink szerint nem valószínűsíthető. A bosztonittelér kétségtelenül fiatalabb a gránitnál, magmatizmusa sem hozható azzal kapcsolatba. Magmakémiailag a fonolit a nátrontrachithoz kapcsolódik, aminek kitörési kora a trachidolerit biztosan igazolt krétaeleji vulkánosságával összefügg. Az alsópermi kvarcporfirkitörés és a krétakezdeti vulkanizmus között, a triász—jura üledéksorozaton belül más vulkanitot nem találunk. Egy újabban lemélyített hetvehelyi fúrás 1170—1172 m közötti permi homokkő mintában diónagyságú bosztonitzárványt talált, ami a bosztonit perm előtti korát kétségtelenné teszi.

Mindezek a kőzetfajták tehát olyan kérdéseket vetnek fel, amelyek a gránitterület és az egész mecseki kristályos alaphegységösszlet földtani szerkezetalakulásának megismerését további szükséges részletvizsgálatokig nyitva hagyják.

A gránit kíséretében Pécsett is, különösen azonban a hegység északkeleti felszíni végződésében, Ófalu körül, megtaláljuk az átalakult palaburkot, fillit, agyagpala, kvarcitpala, amfibolit és kloritpala alakjában.

Mennyiségileg a fillit van túlsúlyban, változatos szürke színben, jellegzetes kissé hullámos palássággal, többnyire selymes fénnyel. Legnagyobb részt muszkovitos kvarcfillit, kevés klorittal. Palássága nem egyezik a muszkovittal jelzett rétegződéssel. A gránittal való érintkezésnél erősebben kloritosodott, nyilvánvalóan a gránitbenyomulás pneumatolitos hatására. Helyenként kisebb aplitinjekciók vannak a fillitben, zöld amfibolbeágyazásokkal, amelyek a dinamometamorf gránitban is fölismerhetők. Mindezek a fillitnek, a gránitplutón benyomulása előtti átalakulási korát igazolják.

Az amfibolit és amfibolitpala a fillit és dinamometamorf gránit határán 23 m vastagságban észlelhető. Jantsky Bátapátiról is említi, hasonló helyzetben.

A sötétszürke agyagpala alárendelt szerepű, s vékony kovasávokkal átmenetet ad a kvarcitpalába, mely túlnyomóan hidrotermális eredetű kvarcból áll, kevés savanyú földpáttal, szericittel és hematittal. Ezek szerint, átalakulása a gránitplutónra vezethető vissza.

A gránit a mecseki kristályos alaphegység főtömegét szolgáltatja. Porfiros ortoklász-biotitgránit, kevés aprószemű plagioklásszal és amfibollal, szienites részekkel. Jantsky utalt először a mecseki gránit dinamometamorf jellegére, amit azóta Szederkényi Tibor részletesebben megállapított. A nyomás hatására a gránit kataklázos szövetűvé lesz, majd új ásványképződéssel (biotit), egy irányú elrendeződéssel, palás alkatúvá válik. Kloritosodás is történik a kloritpala kíséretében (7. ábra).

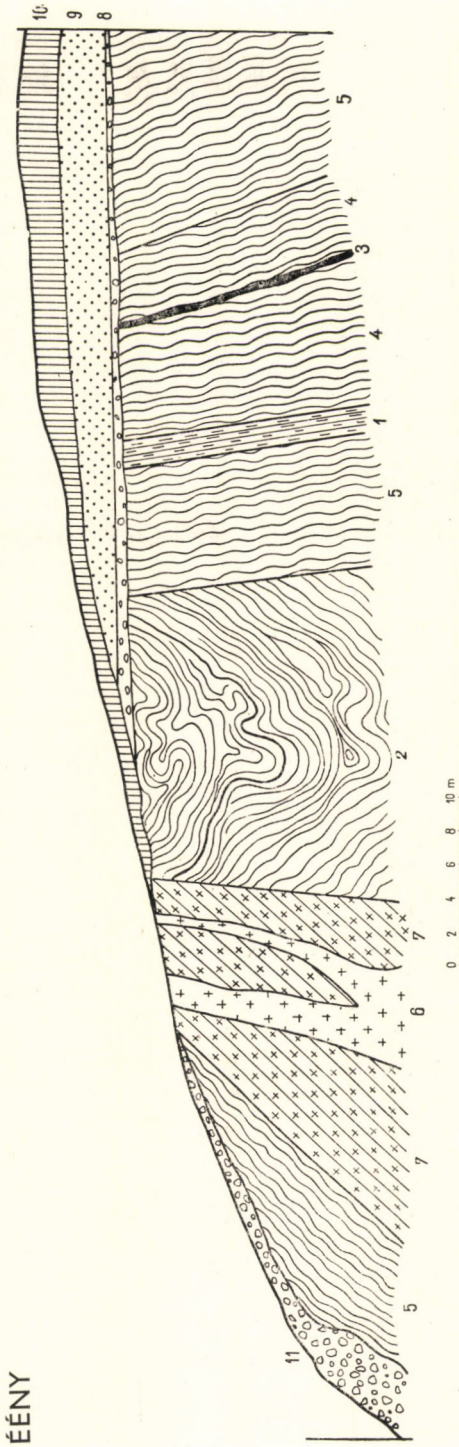
A gránitban és a fillitben is *aplittelérek* vannak, melyeknek helyzete többnyire a palásságot követi. Apró földpátlécekkel jelzett folyásos szövetű, rózsaszínű, tömött kőzete mentén gyakori törések észlelhetők. Ezeknek részletesebb kőzettani vizsgálatáig a gránit plutóni helyzete biztosan nem ítélhető meg. Eddigi ismereteink szerint körülhatárolt gránit, mert a kísérő átalakult palaösszletből beolvasztás, migmatitosodás nélkül, éles szerkezeti határral elkülönül. Kőzettani jellegei a Velencei hegységi gránittal nem azonosíthatók.

Szádeczky-Kardoss A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról c. tanulmányában arra utal, hogy a Velencei hegység és a Mecsekhegység gránitösszlete között mélyreható genetikai és korkülönbség van. Szerinte a mecseki gránitos tömeg nem magmás, hanem migmás, metaszomatitos képződmény. A környező, többnyire fillitesnek leírt, részben epidotamfibolit fáciesű kristályos pala kíséretével konkordánsan, részben fokozatos átmenettel, nebulitos határral érintkezik, gneiszgránitos, durbachitos, minettes és szienites kifejlődéssel. A mecseki gránit kalciumban és magnéziumban, főként alkáliákban gazdagabb, mint a Velencei hegységi gránit. Mikroklinban való gazdagsága kálimetaszomatózist igazol. Ezek a még további részletes vizsgálat alatt álló jellegek Szádeczky-Kardoss szerint arra utalnak, hogy a mecsekhegységi gránit, megelőző szilárd földkéregrész beolvasztása útján vált plutónná, átmenetileg folyósmagmás állapotúvá.

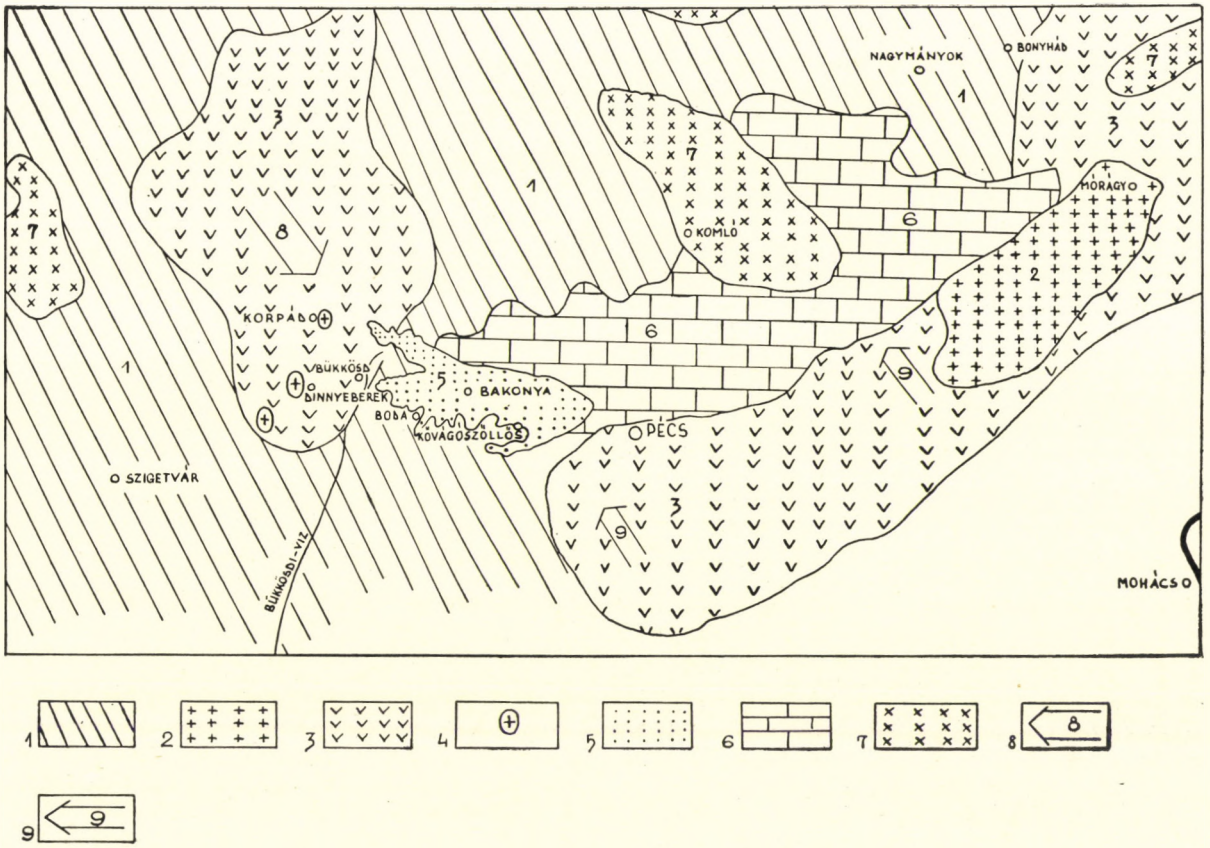
Ezt a nagyvonalú, új szemléletű elgondolást valószínűsíti nemcsak a mecseki gránitnak a Velencei hegységtől való különbsége, hanem a permi urántartalmú rétegek üledékásványtani részletes vizsgálatának az a megállapítása is, hogy az uránásványtartalom nem a mecseki (déli) gránitösszletből, hanem a jelenlegi perm területtől északnyugatra eső kristályos vonulatrészből származik. Ez az északnyugati kristályos vonulat ásványos összetételében a mecsekitől különbözik (8. ábra).

A baranyai kristályos alaphegység földtani kora tekintetében egyelőre csak hasonlóságokra és negatív bizonyítékokra vagyunk utalva. A Velencei hegységgel való megegyezést Vendl Aladár hangsúlyozta, ez azonban részleteiben nem igazolható, legföljebb rétegtani helyzetében hasonlítható. A mecsekhegységi nagy vastagságú permi üledékek jól tagolható törmelékes kőzetösszletében a fillit és a kristályos alaphegység minden más, ma fölszínen nem észlelhető epi—mezozónás kőzete megtalálható. Barabás részletes üledékásványtani megállapítása szerint, a gránit anyaga csak a középsőpermi rétegektől kezdve mutatható ki. Nyilvánvalóan az átalakult palaburok lepusztulásával került a gránitplutón a felszínre.

A kristályos alaphegység perm előtti kora tehát kétségtelen. Azonosság alapján a gránitot itt is karbonbelinek kell tekintenünk, metamorf palaburkát pedig a gránitnál idősebbnek, ópaleozóosnak vehetjük. A gránitplutón preorogén vagy szinorogén benyomulása, illetve beolvasztódása tehát a varisztid hegységkép-



7. ábra. A Mecsekhegység kristályos alaphegységi összletének szerkezeti vázlata (Szederkényi T. nyomán): 1. agyagpala, 2. gyűrt, részben elváltozott kloritpala, 3. kvarcitelér, 4. kvarcitpala, 5. fillit, 6. aplit, 7. dinamometamorf gránit, 8. alapkonglomerátum (felsőpannóniai emelet), 9. finomszemű, csillámos kvarchomokkő (felsőpannóniai emelet), 10. lösz, 11. lejtőtörmelék



8. ábra. A Mecsekhegység és közvetlen környékének felszíni és mélyszerkezeti térképe (Kiss J. szerint): 1. epi—mezozónás kristályos palák öve, 2. felszíni gránit, 3. felszín alatti gránit, 4. kvarcporfir, 5. permi homokkő és konglomerátum, 6. felszíni mezozóos képződmények, 7. trachidolerit, 8. az alsópermi üledék szállítási iránya, 9. a felsőpermi üledék szállítási iránya

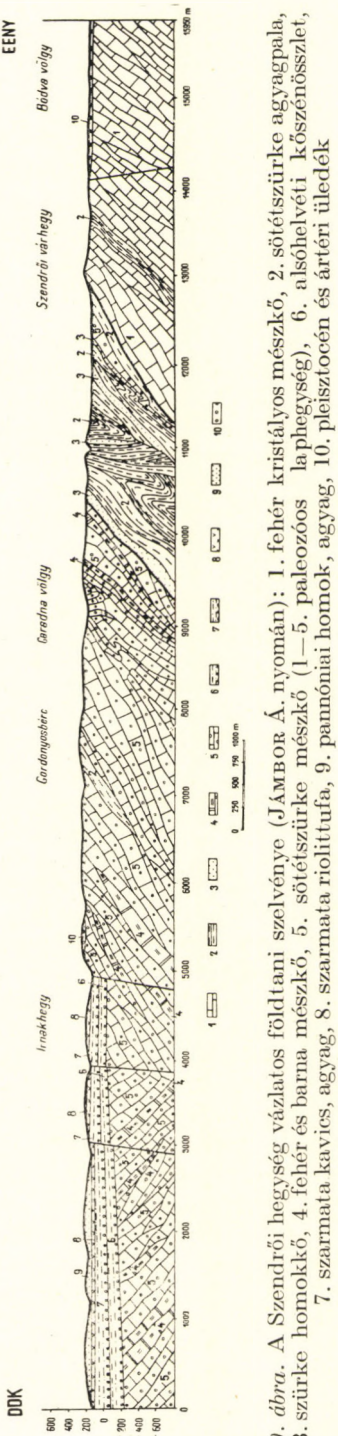
ződési időszakba esik, posztorogén vulkanizmussal, felszínre tört alsópermi kvarcporfir lávafolyásokkal. A kvarcporfir nagymérvű lepusztulását a középsőpermi törmelékes kőzetek anyagában, különösen a durva konglomerátumban nagy mennyiségben található kavicsok és görgetegek jelzik. A kvarcporfir helytálló módon egyetlen kis foltban mutatkozik a hegység délnyugati előterében, a pannóniai üledékek térszínében (Dinnyeberki). Ugyanitt a permi rétegösszlet alsó tagozatában betelepült telér vagy lávafolyás alakjában, mélyfúrásokban is észlelték. Egykori nagy kiterjedését azonban a hegység körül általánosan nyomozható alsóhelvéti szárazulati—édesvízi alapkonglomerátumban és kavicsösszletben gyakori üde kvarcporfirkavicsok is igazolják.

Az ópaleozóos kristályos palavonulat nyomai megvannak Pécs városában az ottani felszíni és födött gránitpikkelyekkel kapcsolatban. Kőzettani kifejlődéséről és tektonikai helyzetéről értékes adatokat szolgáltatott az 1958-ban lemélyített pécsi 7. sz. kőszénkutató fúrás, amelyben a pannóniai, szarmata, tortonai és helvéti kimozdított fedőhegységi tagok után, az anizusi dolomit és mészkőösszletet harántolva, 556 métertől a fúrástalpig (893 m) az átalakult kristályos palaösszletben haladtak. A kristályos palaösszletben S. Lédeczi Erzsébet részletes kőzetmeghatározása szerint, sötétszürke kovás agyagpala, kalcit- és hidrotermális kvarctelérek, pirit, szericites kvarcfillit, amfibolos kvarcitpala, biotitos, amfibolos kvarcfillit, csillámpala, ortogneisz, biotitgneisz, szienittelér, augitgneisz, granodiorit és kvarcfillit többszörös váltakozással, szienit és fillit ismétlődően mutatkozott. Ebben a részletezett kőzetsorozatban a kétségtelenül idősebb katazónás jellegű, átalakult összletben a későbbi gránittal kapcsolatos kőzetek és hidrotermális jelenségek megkülönböztethetők. Ugyancsak fúrásban megállapították az ópaleozóos képződményeket a déli síksági előtérben, Pellérd és Keszi között, csillámpala és aktinolitpala alakjában, továbbá Görcsöny községben kis mélységben, a pannóniai rétegek alatt, csillámpala alakjában. Pellérd határában derítőmedence előkészítő kis furásokban 36 m mélységben kvarccsillámpalát értek. Ifj. Noszky Jenő szerint Gyód község melletti mélyfúrásban 414 m mélységben, pannóniai és szarmata rétegek után alapkonglomerátum, majd kristályos pala (gneisz és amfibolpala) mutatkozott. Nyugat felé, mélységbeli jelenlétét a Kaposvár melletti mélyfúrás igazolja, ahol 912 és 1106 m mélységben, ugyancsak közvetlenül a pannóniai rétegek alján, mezozónás zöld szericites fillit alakjában mutatkozott.

Ugyanezt az összletet az ófalui felszíni fillitvonulathoz hasonló, meredekre állított helyzetben érték el az északi mezozóos pikkelyvonulatnak Szászvártól északra eső medenceelőterében lemélyített g y ő r e i mélyfúrásban 760—801 m mélységig, a fúrástalpig harántolt szürke kvarcitpala, kovapala és fillit alakjában. Mellette, ugyancsak tektonikus reátorlódásban, permi—alsóverfeni és raeti arkózás homokkő és homokos agyagpala, valamint a liász kőszénfoszlány pikkelye mutatkozott.

A Bükkhegység—Szendrői rögvonulat

A Magyar Középhegységtől földtani kifejlődésben lényegesen eltérő bükkhegységi vonulatokban Schréter Zoltán bizonytalan helyzetű, bizonytalanul ópaleozóosnak minősíthető képződményeket említ. Ezek korát az újabb vizsgálatok az Upponyi vonulatban alsókarbonnak tekintik.



9. ábra. A Szendrői hegység vázlatos földtani szelvénye (JÁMBOR Á. nyomán): 1. fehér kristályos mészkő, 2. sötétszürke agyagpala, 3. szürke homokkő, 4. fehér és barna mészkő, 5. sötétszürke mészkő (1—5. paleozóos laphegység), 6. alsóhelvéti kőszénösszlet, 7. szarmata kavics, agyag, 8. szarmata riolittufa, 9. pannóniai homok, agyag, 10. pleisztocén és ártéri üledék

A Szendrői rögvonulatban levő világosszürke kristályos mészkövet, sötét szericitpalát és homokkövet, gyér krinoideás mészkőlencsékkel és világos kristályos mészkő-, korrallos—krinoideás mészkő-, mészpala-, agyagpala- és homokkőképződményeket BALOGH KÁLMÁN a devon időszakba sorolja. Ezek rendellenes települési helyzetük szerint, JÁMBOR ÁRON vizsgálatai nyomán, részben alsókarbonba tartoznak (9. ábra).

A magyarországi ópaleozóos képződményekre vonatkozó eddigi ismereteink szerint, az átalakult képződményektől eltekintve, valószínű devon időszaki üledékek vannak a Dunántúl, Kőszeg vidékén, a polgárdi Szárhegy kristályos mészkőösszletében és a Szendrői szigetrögvonulatban. A dunántúli medencealjzatban, egyik nagylengyeli mélyfúrás vastag, sötétszürke, bitumenes dolomitösszlete is devonra utal.

Az északkeleti határrögök

A szlovákiai határ közelében, a Zemplénmegyei Vilyvitány és Felsőregmec községek vonalától északra, erősen lepusztult átalakult rögök vannak. Ezek a szomszédos szlovákiai Zempléni Szigethegység fölépítésében résztvevő képződmények a régebbi leírásokban archaikumba vannak sorolva. Ezek kizárólag átalakult üledékek, szericites kvarcitpala, szericites —turmalinos kvarcit, muszkovitos kvarcitpala, palás csillámos homokkő és fillit. SCHRÉTER a felsőregmeci szőlőkben amfibolitot is talált a felsőkarbonnál idősebb palás homokkőösszletben. FÖLDVÁRI ALADÁR, BALOGH KÁLMÁN és PANTÓ GÁBOR szerint ezek az átalakult kőzetek a karbonba tartoznak. DANK VIKTOR szerint kevésbé átalakult jellegűek, mint a Sopron vidéki kristályos vonulat kőzetei. Fedőjükben növénylenyomatokat tartalmazó felsőkarbon agyagpala és durvaszemű homokkő mutatkozik. Ez is a szlovákiai Zempléni Szigethegység kőszéntelepes felsőkarbon rétegeivel azonos képződmény; a muszkovitos kvarcitpala pedig az ottani devonnak minősített rétegekkel egyezik. Így ezek a határmenti átalakult kőzetekből álló felszíni rögfoszlányok a szlovákiai É—D csapású varisztid hegység ópaleozóos részének tekinthetők.

ÚJPALEOZÓOS ALAPHEGYSÉGI KÉPZŐDMÉNYEK

Karbon időszak

Az ópaleozóos képződményeket dunántúli hegységeinkben többé-kevésbé igazolhatóan, főként átalakult képződményekkel nyomozhattuk. A karbon időszakban azonban már biztos rétegtani üledékképződési alapokon állunk. Alaphegységeinkben felszínen a Velencei hegységhez tartozó szabadbattyáni szigetrögben és a Bükkhegységben, a dunántúli mélyfúrások szerint a balatonfelvidéki permi rétegek alatt (Lovas), valamint a Balatontól délre Karád körül, a medencealjzatban ismerünk faunával igazolt karbon képződményeket.

A Szabadbattyán—balatonmelléki karbon vonulat

A Velencei hegység—balatonmelléki ópaleozóos fillit és kristályos mészkővonulat (Polgárdi, velencei fúrás) és a Velencei hegység gránitjának felszíni foszlányokban, fúrásokban és kutató bányaföltárásokban észlelhető burka, az újabb mesterséges föltárásokból nyert megismerések alapján, erős tektonikai hatásokkal, karbon üledékekkel érintkezik. A szabadbattyáni ólomérckutató bányavágatokban, a kristályos mészkő alatt, fordított sorrendben, zavart településű, tektonikusan erősen igénybevett sötétszürke és fekete kvarceres agyagpala-, agyagos palás homokkő- és bitumenes—grafitos, kalciteres mészkőrétegeket harántoltak. A kristályos mészkő alján, tektonikus érintkezésben 0,2—0,3 m vastag, az érintkező kőzetek anyagából álló szerkezeti, autigén breccsia foglal helyet. Földvári és Kiss részletes vizsgálatai szerint a homokkő lazább, könnyen szóródó, kovás kötőanyagú kőzet, lekerekített és szögletes kvarcszemekkel. Az agyagos kötőanyagú homokkő palás. Az agyagpala erősen gyüredezett, közel függőleges palássággal, nyomás okozta fényes elválási és csúszási felületekkel, sűrű, egymást keresztező kőzetrésekkel. Szerves maradványok sem a homokkőben, sem az agyagpalában, csiszolatban és iszapolt anyagban sem mutatkoztak. Földvári szerint az agyagpalában begyűrt, szabálytalan elrendeződésű, összetört telérdaraboknak látszó kvarcit is volt, aminek szingenetikus volta kérdéses. A gránitbenyomuláshoz fűződő teléralakulat is lehet.

A rétegösszlet földtani korát a grafitos—bitumenes mészkőből kikerült szervesmaradványok határozottan rögzítik. Az agyagpalába települt mészkő, helyenként tömött, kristályos szövetű, bitumenes, főként korallokat, másutt laza, agyagos, pirites, Foraminiferákat, Brachiopodákat és csigahéjnyomokat tartalmaz. Az ismételt gyűjtésekből Kolosváry Gábor (korallok), Kiss János és Földvári Aladár meghatározása szerint, az alábbi szerves maradványok kerültek elő: *Orthonella furcata* Garw., *Endothyra* sp., *Nodosinella* sp., Krinoidea nyéltagok, *Hexaphyllia mirabilis* Dunc., *Hapsiphyllum battyánense* Kol., *Dibunophyllum kissi* Kol., *Productus* cf. *latissimus* Sow., *Kansuella transdanubica* Földv., *Bellerophon* sp., *Euphemus* sp.

Ez a tengeri fauna teljes egészében az alsókarbon vizéi alemeletét jellemzi, amit alátámaszt még a Fusulinák teljes hiánya is. A tengeri alsókarbon rétegeknek itteni biztos lelőhelye nemcsak Magyarország földtörténetére fontos adat, hanem ősföldrajzilag a karbon tenger egykori elterjedésére és európai összeköttetéseire is reávilágít. Ezenkívül a rétegek nem átalakult voltának tektonikus érintkezése, a megelőzően átalakult fillites kristályos mészkőövvel,

rögzíti ezek átalakulási idejét s egyben a gránitbenyomulás alsókarbon utáni korát is.

Ugyanezt az alsókarbon tengeri összletet hasonló tektonikai helyzetben megfúrták Úrhidán, a község délnyugati szélén, a felszíni átalakult kvarcitpala közelében mélyített fúrásban is, a felszíni felsőeocén rétegek alatti, 340 m mélységig terjedő transzgressziós alapkonglomerátummal kezdődő eocén összlet után, 389 méterig kvarciteres agyagpala, szericites agyagpala és kvarcit alakjában.

A balatonfelvidéki ópaleozóos fillitvonulatra települt permi vöröshomokkő és konglomerátum átfúrásával, Lovason a 2. sz. fúrásban 170—280 m mélységben, sötétszürke és fekete, kvarceres agyagpala mutatkozott, fekete, bitumenes mészmárga- és mészkőbetelepülésekkel. A mészkőcsiszolatokban alsókarbon jellegű *Foraminifera* és egyéb szerves vázrészek a szabadbattyáni vizéi szintbeli faunával azonosak. A kétségtelenül alsókarbon agyagpalaösszlet alatt szürke, szericites agyagpala, majd szürke, selymes fillit van, melyeknek kora bizonytalan. A fúrás a szericites fillitben végződött (280—285 m). Ugyanezt az alsókarbon rétegösszletet találták az alsóörsi 6. sz. fúrásban is, közvetlenül 16 m vastagságig terjedő pannóniai agyagrétegek alatt, ahol szürke, ráncolódott agyagpala (106 m), sötétszürke grafitos, helyenként szericites agyagpala (113 m), majd folytatólagosan fillites agyagpala, végül fillit (150 m-ig) mutatkozott.

A balatoni vonulat déli részén, Káptalantóti határában lemélyített fúrásban, a permi homokkő átfúrása után sötétszürke-fekete kovapalás rétegek között, vörös kovás kvarchomokkőben, finombordás, *Orthothetes* alakra emlékeztető lenyomatot észleltek. A lovasi fúrás alapján ezek a hasonló települési helyzetű rétegek, némi fönntartással szintén alsókarbonnak minősíthetők. Fekvőjükben ugyancsak a fillitösszlet várható.

A karbon rétegek elterjedésének teljességére nézve említenünk kell, hogy a Balatontól délre levő medencealakulatban, a pannóniai, miocén, oligocén és eocén rétegösszlet átharántolásával, Karád körül (1. sz. fúrás 956 m) sárgásfehér fuzulinás felsőkarbon mészkövet észleltek *(Schubertella, Climacammina)*.

Mindezek alapján, a balatonmenti ópaleozóos kristályos és gránitvonulat peremén egyveretű tengeri karbon vonulat jelenlétével lehet számolnunk.

A Bükkhegység

Pantó és Balogh újabb földtani és különösen szerkezeti vizsgálatai szerint a szorosabb értelemben vett Bükkhegység a Nekézseny—Bántapolcsány—Bánvölgy vonalától délre, illetve keletre eső alaphegység vonulat. Schréter és Balogh eddig ismertté vált részletes vizsgálati eredményei szerint, az ilyen módon elhatárolt szorosabb értelemben vett Bükkhegységben csak szerves maradványokat nem tartalmazó, sötétszürke-fekete szericitpala-, agyagpala- és homokkőösszlet, felső részében fuzulinás mészkőlencsékkel sorolható a karbonba (namuri—moszkvai—urali emelet). Ez a bizonytalan jellegű, jelentős vastagságú agyagpalaösszlet üledékfolytonossággal megy át az azonos településű, szervesmaradványok alapján alsópermbe sorolt agyagpala- és mészkőösszletbe.

A történeti áttekintés céljából eddigi irodalmi és vizsgálati ismereteinket ismertetjük a még le nem zárt földtani megismerések fejlődésének szemléltetésére.

Schrétternek az Upponyi és Rudabányai hegységre is kiterjedő, tágabb értelemben vett bükkhegységi megállapításai nyomán, a világosszürke és sötétszürke, félig kristályos, szemcsés mészkőrétegek, szerves maradványok nélkül, az alsókarbonba sorolhatók. Ezek fedőjében a sötétszürke agyagpala- és mészkőrétegek, többszörös váltakozásban dolomitpadokkal, ugyancsak szervesmaradványok nélkül, az alsókarbon felső részét képviselhetik. Éles elhatárolás nélkül következik erre fekete agyagpalaösszlet, alárendelten homokkőrétegekkel, mangános—limonitos nyomokkal, ami már a felsőkarbon alsó részét, a moszkvai emeletet képviselheti. Ezek a rétegek fokozatosan

agyagpala- és mészkőrétegek összletébe mennek át, jellemző felsőkarbon faunával. Az agyagpala alsó részében *Fenestella, Poteriocrinus* és a moszkvai emeletet jellemző *Aljutovella* kezdetleges *Fusulina*-féle került elő (MAJZON LÁSZLÓ, 1955). A Nagyvisnyó körüli gazdag tengeri faunát RAKUSZ GYULA írta le s a felsőkarbon, urali emeletébe sorolta, a régebbi előzetes vizsgálat alsókarbon vizéi alemeletébe való sorolásával szemben. Ezek a rétegek részben a megállapítható egymásratolódott pikkelyes szerkezeti viszonyok, de főként az azonos üledékkifejlődés miatt nehezen különíthetők el a jellegzetes faunaelemekkel megállapított tengeri permi rétegektől.

BALOGH (1953) ugyancsak a tágabb értelemben vett bükkhegységi karbon rétegösszlet együttesben, alsókarbonba sorol: *1.* mészkő palasorozatot, félig kristályos mészkő és agyagpala váltakozással közbetelepült mészkőpadokkal. *2.* Ezekre konkordánsan következő erősen gyüredezett agyagpala- és homokkőrétegeket, mangános — limonitos nyomokkal, szerves maradványok nélkül (Nekézseny — Uppony és a Bükkhegység déli részén). *3.* Ezek fedőjében, további üledékfolytonossággal felsőkarbon agyagmárgapalát, homokkövet és bitumenes mészkövet az urali emeletbe sorolt gazdag faunával (Nagyvisnyó). Ez az összesített fauna RAKUSZ feldolgozása szerint (Geologica Hungarica) a következőkből áll:

Fusulina (Fusulinella) sp.
Fusulina (Schellwienia) sp.
Amplexus sp. ind.
Palaeacis obtusa legányii KOL.
Poteriocrinus? sp.
Fenestella mimica ULR.
Fenestella aff. *plebeia* M'COY
Fenestella cf. *veneris* FISCH.
Fenestella sp.
Polypora sp. div.
Rhombocladia delicata ROG.
Productus grünewaldti KROT.
Productus uralicus TSCHERN.
Productus (Linoproductus) cf. *lineatus* WAAG.
Productus (Linoproductus) cancriniformis TSCHERN.
Pustula (Echinoconchus) cf. *fasciata* TSCHERN.
Pustula (Juresania) juresanensis var. *bükkiana* RAK.
Camarophoria sancti-spiritus var. *septemplicata* HER.
Spirifer zitteli SCHELLW.
Munella fritschi SCHELLW.
Martinia cf. *triquetra* GEMM.
Parallelodon vadászi RAK.
Parallelodon sp. ind.
Edmondia sp.
Solenomya sp.
Schizodus wheeleri SWALL.
Astarte bükkiana RAK.
Pecten (Pseudamussium) pusillus SCHLOTH.
Pecten (Pseudamussium) cfr. *sericeus* VERN.
Pecten (Pseudamussium) aff. *ufaensis* TSCHERN.
Pecten (Pseudamussium) sp.
Aviculopecten (Acanthopecten) aff. *elegantulus* STUCK.
Aviculopecten sp.
Synciclonema sp. nov.
Lima krotowi STUCK.
Lima sp.
Laevidentalium cf. *priscum* MÜNST.
Bucania aff. *moravica* KLEB.
Raphistoma aff. *radians* KON.
Straparollus sp.
Capulus sp.
Platyceras aff. *compressus* KON.

Az eddig még csak a hegység északkeleti szélén, Nagyvisnyó és Dédes között, az agyagmárgából kikerült faunaegyüttesben a *Bryozoa*-félék viszonylagos túlsúlyban

vannak, a Brachiopodák, kagylók egyedszámra gyérek, a csigák alárendeltek. A rétegenként újragyűjtött nagyvisnyói fauna folyamatban levő újravizsgálatától az urali emelet alsó részébe sorolt agyagmárgaösszlet pontosabb rétegtani helyzete, esetleg további tagolódása várható.

Balogh az 1959. évi mezozóos konferencia kirándulási vezetőjében a Bükkhegység északi részében, kérdéses sötét szericitpalát, homokkőrétegeket, szervesmaradványok nélkül, a namuri emeletbe, a sötét mészkő-, csillámos agyagpala-, homokkő-, lidit-, kovás homokkő- és kvarckonglomerátumösszletet jellemző faunaelemekkel *(Hemifusulina moelleri, Fusulina elegans, Fusulina sarmatica, Fusulinella bocki, F. pseudobocki, F. copulchra, Pseudostaffella sphaeroidea, Dvinella, Anthracoporella, Productus grünewaldti, Dielasma plica, Spirifer fasciger, Avicula echidniformis, Paladin eichwaldi)* a moszkvai emeletbe sorolta. Az urali emelet lila és zöld agyagpala- és sötét mészkőösszlete *(Quasifusulina longissima)* éles határ nélkül megy át a hasonló kifejlődésű alsópermi rétegekbe.

Ez a faunás kifejlődés magyarországi viszonylatban, de kárpáti vonatkozásban is, teljesen kapcsolat nélkül áll. Egyelőre sem közvetve, még kevésbé közvetlenül, nem kapcsolható a velencei — balatonmenti alsókarbon és a dunántúli (karádi) medencealjzat felsőkarbon kifejlődésekhez, s azokon keresztül a Karni Alpok folytatásához. Növeli ezt a nehézséget, hogy a még le nem zárt újravizsgálat szerint megkülönböztetést kell tenni a tulajdonképpeni Bükkhegység és az Upponyi vonulat, valamint a Szendrő — bodvavölgyi részek között. Schréter 1958. április 9.-én tartott bemutató előadásában a felsőkarbon jelenlétét bizonytalannak jelezte, s valamennyi faunaelemet permbe tartozónak említette.

Az Uppony—Szendrői vonulat

A Bükkhegységtől szerkezetileg elkülönülő Uppony—szendrői vonulatrészben és szigetrögökben főként alsókarbonba sorolható rétegek vannak felszínen, agyagpala, kovapala, mészkő és homokkő átmenetekkel összefüggő kifejlődésekkel. Az alsókarbon legalsó része világosszürke agyagpala-közbetelepülésekkel váltakozó, félig kristályos mészkő. Ez az upponyi és szendrői részen egyformán fölismerhető, a szendrői részen az agyagpala túlsúlyával. Fölötte, az upponyi részen szürke kristályos, palás mészkő, homokos agyagpala-közbetelepülésekkel és diabáztufacsíkokkal, majd diabáz és diabáztufa, végül sötétszürke szericites agyagpala, homokkő és kovapala zárja le a rétegsorozatot, vasas (limonit) és mangános lencsékkel.

Az Uppony—Bánvölgy—Sajógalgóc vonulathoz kapcsolódó Szendrő körüli szigetrögökben ugyanezt a rétegtani kifejlődést találjuk. Az alsó tagozat itt devonba sorolt kristályos táblás—palás mészkő, e fölött délkeleti dűléssel sötét, mangángumós agyagpala- és homokkősorozat, majd felsőkarbon jellegű korallokat (*Amplexus, Caninia pannonica, Schréteria megastoma, Pleurophyllum* (*Ufimia*) *longiseptatum*) tartalmazó sötétszürke bitumenes mészkő- és agyagösszlet következik. Ezt a rétegösszletet Balogh a nagyvisnyói faunás agyagmárgarétegekkel azonosnak, felsőkarbonnak tekinti. Fölötte újból a devon világos kristályos mészkősorozat következik, pikkelyes reátolódási településsel.

A Szendrői hegység gyűrt rögvonulatának képződményei három sorozatra tagolhatók, amelyeket a régebbi irodalom felsőkarbonnak minősített, Földvári alsó- és felsőkarbonba (1936), Jámbor devonba és alsókarbonba sorolta (1958). Az alsó (I) sorozat túlnyomólag fehér vagy világosszürke, durvakristályos, sávos—lemezes, helyenként bitumenes vagy kissé tűzköves mészkő, gyér *Krinoidea* nyéltagokkal és bizonytalan koralleredetű, átkristályosodott gumókkal. Néhol vasas—limonitos; kőzetjellege a polgárdi Szárhegy kristályos mészkövére emlékeztet. Kora devonnak minősül (44. o.)

A középső (II) sorozat sötétszürke, sávos agyagpala, alsó és felső részében szürke, muszkovitos, középszemű és aprószemű homokkő-közbetelepülésekkel. Az agyagpalában mangános bekérgezések vannak, alárendelten 1—5 m vastag, sötétszürke mészkőrétegekkel, igen ritka *Krinoidea* nyomokkal.

A felső (III) sorozat alsó tagozata sötétszürke, jól rétegzett, krinoideás, korallos—bryozoás mészkő, barnásfehér kristályos mészkő-, és fekete szericitpala-betelepülésekkel. A felső tagozat tömeges és lemezes mészkő-, mészmárga- és agyagpalarétegösszlet.

A három sorozat JÁMBOR újravizsgálata szerint összefüggő, folyamatos üledékképződésre utal, különböző fokú átalakultsággal, gyűrt-töréses szerkezettel. Hasonlóan hármas tagozatú a föntebbiekben jellemzett Upponyi hegység karbon összlete, a közbeiktatott diabáz képződmények különbségével, amelyek a Szendrői vonulatrészben hiányoznak. A rétegsorozatok lényeges vastagságára való tekintettel a két vonulat szerkezeti összetartozása, illetve összefüggése, a közbeeső sajógalgóci felszíni szigetrög kapcsán sem szükségszerű.

Az északkeleti határrögök

Az északkeleti országhatáron, a szlovákiai Zempléni Szigethegység felsőkarbon homokkő és konglomerátum szárazföldi kifejlődése végső nyúlványokban áthúzódik, s néhány felszíni rögben észlelhető. FÖLDVÁRI és PANTÓ megállapítása szerint arkózás, durva csillámpikkelyes homokkő, finomszemű csillámos kvarcit és konglomerátum, hatalmas kimállott pegmatit tömbökkel észlelhető, észak—déli csapásban. DANK szerint Felsőregmecen (Mátyáshegy) barnásszürke, muszkovit és szericit kötőanyagú, kissé palás, muszkovitos kvarchomokkő és osztályozatlan, szögletes kvarcanyagú konglomerátum mutatkozik, arkóza nélkül. A vele kapcsolatos fekete, homokos, csillámos palafoszlányokban rossz megtartású páfránynyomok vannak, amelyek a szomszédos szlovákiai felsőkarbonnal való egyező kifejlődésre utalnak.

Perm időszak

Permi képződményeket, jellegzetes kifejlődésekben, a dunántúli hegységekben és a Bükkhegységben találunk. A Dunántúlon mindenütt szárazulati (folyami, deltás, lagunás) kifejlődésben, jellegzetes középszemű vöröshomokkővel, durva konglomerátummal, keresztrétegzettséggel észleljük a permi üledékeket (Balatonfelvidék, Velencei hegység, Mecsekhegység). Kérdéses permi törmelékes képződményeket említenek a Kőszegi hegységben is. A Bükkhegységben gazdag faunás, különleges sekélytengeri perm összlet van.

A perm időszaki képződményekben ütközik ki első ízben a délnyugati részek és az északkeleti országterületek közötti földtörténeti eltérés és lényegbevágó földtani kifejlődési különbség. Ez a különbség egyszersmind jelzi a Bükkhegység különálló szerkezeti jellegét is a Magyar Középhegységgel szemben.

A Balatonfelvidék

A permi rétegösszletnek régebbi képződményekhezi viszonya a Balaton mentén látható, ahol az durva, laza, kevéssé koptatott fillitdarabokból álló breccsiával és alapkonglomerátummal, diszkordánsan települ a fillitre. ID. LÓCZY szerint alul konglomerátumból, majd palás közbetelepülésekkel elválasztott szabályos homokkőrétegekből, legfelül palás—agyagos összletből áll. A vöröshomokkő aprószemű, 1 mm-nél kisebb szögletes kvarcszemekből áll, mésztartalom nélkül, földpátszemekből és palás, lágyabb, agyagos részeiben muszkovittal. Néhol mogyoró—diónagyságú „kalcitgeodákat és kovakonkréciókat" tartalmaz, apró bipiramisos kvarckristályokkal. SCHAFARZIK kőzet-

tanilag vörös vasokkeres, csillámos kvarchomokkőnek jellemezte, ortoklász, plagioklász, oligoklász földpát-félékkel. Folyadékhólyagos, víztiszta kvarcszemeket említ, amelyek szerinte gránitlepusztulásból valók. A földpátos, arkózás homokkő földpátját is grániteredésűnek minősíti, cirkont is talált. ID. LÓCZY szerint a legfelső palás—agyagos tarkaszínű részben vékony kőszénzsinór és szenes, azuritos homokos—palás agyag észlelhető (Balatonfüred, Csopak, Aszófő). Ritkább ásványként baritot is említ. A folyamatban levő kutatások a sugárzó ásványok jelenlétét is megállapították. A durva breccsia és konglomerátum anyagában túlnyomólag szögletes, kevéssé koptatott fillit, továbbá fehér kvarcit, lidit és kvarcporfirtörmelék van; többnyire mogyoró—dió nagyságúak, helyenként nagyobb görgetegek, rendszertelen elhelyezkedésű fillit darabokkal. Alapanyaga szericites kvarc- és laza fillitszemek. ID. LÓCZY szerint olyan ez a kőzet „mint valami fillithegyoldal megkeményedett kőfolyása".

A permi összletben végzett kutató mélyfúrások anyagának részleges vizsgálatából JUHÁSZ ÁRPÁD és MAJOROS GYÖRGY szürke meszes homokkő, vörösfoltos szürke és szürkefoltos vöröses laza homokkő és homokos agyag, vörös meszes leveles, gumós agyag, szürke kőszenes agyagos homokkő, zöldesszürke leveles agyagbreccsia, homokos mészkőbreccsia és konglomerátum kőzetfajtákat ismertek föl. A törmelékanyag túlnyomó része kvarc, mely legnagyobb részt kvarcporfirból, alárendelten átalakult kőzetekből származik. Az utóbbi a közeli fillitösszlet anyagából ered. A kvarc túlsúlya mellett, mállott földpát (ortoklász és plagioklász) is van szericites és vasas kovásodott alakban. A homokkőszemcsék kevéssé koptatottak, jól osztályozottak, vízi szállításra utalnak. Föltűnő jelleg a homokkő nagy mésztartalma; különösen a szürke homokkőben 50 százalékot is meghalad, úgyhogy kötőanyagnak minősül. A vörös agyagban a mésztartalom eloszlása egyenlőtlen, meszes gumók, mészkonkréciók alakjában is mutatkozik. A meszes kötőanyag kristályos kalcit. Általánosnak vehető a gipsz jelenléte a vörös agyagban és az egész összletet behálózó vörös rostos erekben, elsődleges kiválásként. A rétegösszlet alsó része durvább anyagú, nagyobb fillittörmelékkel és alapkonglomerátummal, szürke és vörös kvarcporfirkavicsokkal.

A balatonmenti konglomerátum- és vöröshomokkőösszlet alsó konglomerátumos és legfelső vörös palás részében *Ullmannites rhodeanus* kovásodott, néhol szenesedett fatörzsdarabjai találhatók. A fülei konglomerátumból *Calamites* törzslenyomatok kerültek ki.

A balatonmenti permi konglomerátum- és vöröshomokkőösszlet alapkonglomerátummal és breccsiás rétegekkel, diszkordánsan települ a fillitre. Kétségtelenül szárazföldi képződmény, a megelőző szárazföldi időszak fizikai mállásból eredő törmelékéből. A permi összlet felső része helyi jellegű mocsárvízi (kőszénzsinór) üledék lehet, a szemcsenagyság finomabbá válása is vízi leülepedésre utal. Szárazföldi mállás termékei a homokkőszemcsék közötti fehér, kaolinszerű szemcsék is. A permi vöröshomokkő—konglomerátumösszlet vastagsága a különböző szelvényekben különböző. A transzgressziós reátelepülést mutató paloznaki szelvényben mindössze 60 m. Az egész rétegösszlet valódi vastagságát ID. LÓCZY 100—150 méterre becsülte. A lovasi 2. sz. fúrásban, az ugyancsak 20 m vastag transzgressziós alapbreccsiával átfúrt permi összlet valódi vastagsága 150—160 méternek adódik. A lovasi 3. sz. fúrás azonban 350 m valódi vastagságot talált. Hasonló, 350—380 m valódi vastagság adódik a Révfülöp—kővágóörsi boltozat nyugati szárnyában.

A permi összlet a Balaton északi partja mentén két vonulatban mutatkozik: Vörösberény—Balatonfüred 16 km hosszú, 3,5 km legnagyobb szélességben, majd Zánka és Badacsonytomaj között 12,5 km hosszú, 5 km széles-

ségig terjedő vonulatban. Mindkét vonulatrész ÉNy dőlésirányú 30° átlagos dőlésű rétegösszlet, amihez északkeleten mintegy 15 km megszakítás után, a balatonfőkajári–fülei rögrészlet csatlakozik a Polgárdi–kőszárhegyi ópaleozóos rögvonulat felé.

Id. Lóczy a balatonmenti permi alapkonglomerátumot és vöröshomokkövet a Déli Alpok Gardena völgyi „grődeni homokkövével" azonosítja. Ez a legújabb rétegtani vizsgálatok szerint középsőpermet (szaxoni emelet) jelent. A Déli Alpok „grődeni homokkő" összlete azonban permi tengeri kifejlődéshez kapcsolódik. Újabb leírások és a



10. ábra. Vetődésekkel összetört permi vöröshomokkő és alsóverfeni rétegek, Csopak (id. Lóczy L. felv.)

balatonmelléki kifejlődés szárazföldi jellege szerint inkább a Francia és a Nyugati Alpok „verrukano" összletével volna kapcsolatba hozható, aminek eddigi kormeghatározása azonban a karbontól a triászig terjed.

Amennyiben a sugárzó ásványok jelenléte, a mecsekhegységi permi összlettel azonosíthatóan, a permi alsó tagozatban szintjelző helyzetű, úgy a Balaton vidéki permi rétegek határozottan partközeli szárazföldi képződménye szintén az alsóperm felső részébe tehető. A mecsekhegységi permi rétegösszlet sokkal nagyobb vastagságával szemben a balatonfelvidéki perm nem képviselheti a perm egészét. A hiányzó tagozatok üledékmegszakításból vagy lepusztulásból eredő üledékhiánya alátámasztaná az id. Lóczy által megállapított diszkordanciát a verfeni rétegek felé.

A balatonmenti permi rétegek települését, Lóczy szerint, antiklinálisok és többszörös törések jellemzik. Az alatta levő fillitre diszkordánsan települ, s fölötte a verfeni rétegek különböző szintjei, átmenetek nélkül, ugyancsak diszkordánsan települnek. Lóczy szerint a permi homokkő a fillites agyagpalá-

val és kvarcitos fillittel, a köztük levő diszkordancia ellenére, együttesen van „boltozatba gyűrve". A boltozat délkeleti szárnyában verfeni rétegek vagy magasabb triász tagok nincsenek, északnyugat felé pedig a permi homokkő a triász összlet alól sehol sem bukkan a felszínre. A verfeni rétegek és az egész középsőtriász sorozat zavart szerkezete a permi homokkő lapos boltozatformálódásától különbözik. A permi homokkő Alsóörs—Révfülöp között két elkülönült, fillitmagvú, összetöredezett boltozatot mutat, míg az erősen gyűredezett verfeni rétegek a többi triász tagokkal, csapásmenti törésvonalakkal hosszanti vonulatszerű pikkelyeket formálnak. A permi homokkő triász előtti törésekkel egyenetlen felszínű rögökre tagolódott. Haránttörések mentén vízszintes eltolódások is valószínűsíthetők (10. ábra).

A Velencei hegység

A gránit átalakult palavonulatának északi oldalán, a pátkai útkaparóháznál JANTSKY néhány félköbméteres és kisebb konglomerátum rögöt talált, amelyeket az Állami Földtani Intézetbe szállítottak be. Ezeknek kvarcitkötőanyagú mogyoró—dió és ököl nagyságú kavicsaiban az idősebb paleozóos kőzetek, turmalinos fillit, kvarcos fillit, kvarcosodott aplit, turmalinos aplit és telérkvarcit anyaga fölismerhető. A plutónizmus folyamata tehát már ennek a valószínűleg középsőpermi konglomerátumnak keletkezése előtt befejeződött. A gránittörmelék hiánya a gránit akkor még nagyrészt födött voltával magyarázható. A permi konglomerátum foszlányainak jelenléte a Velencei hegység északi szélén, a Vérteshegység déli előterében, a medencefenéken, Csákvár határában megfúrt verfeni rétegek rétegtani folyamatosságát valószínűsíti, a kristályos alaphegység északi előterében, a Balatonfelvidékhez csatlakozó paleozóos vonulategységben.

A Mecsekhegység

A Balaton vidéki permi homokkővel sok tekintetben egyező jellegű, de jóval nagyobb vastagságú mecseki permi rétegek jól tagolhatók; ezek BARABÁS korszerű üledékkőzettani tanulmányából és az újabb bányászati föltárásokból részletesen ismertek. Keletkezésben túlnyomólag szárazföldi—édesvízi, alsó tagozatában helyenként többé-kevésbé lefűződött sekélyvízi tengeri kifejlődés. Közvetlen fekvőjét nem ismerjük. Feltehető, hogy itt is a kristályos—átalakult képződményekre települ, a balatonival azonos módon. A balatonmenti kifejlődéssel szemben, eltérés mutatkozik abban, hogy a Mecsekben a konglomerátum alatt, alsóbb édesvízi szenes—palás növénymaradványokat tartalmazó homokkőösszlet is megkülönböztethető, ami az *Ullmannites rhodeanus* kovásodott törzsdarabjain kívül egyéb jellemző, régebben felsőperminek minősített növénymaradványokat is tartalmaz. Rétegtanilag hármas tagozatú. Ha a balatonmenti alapkonglomerátumot a mecseki, kőzettani kifejlődésben hasonló durva konglomerátummal azonosítjuk, úgy a mecseki permi üledékképződés előbb indult meg, s a konglomerátum alatti homokkőösszlet mélyebb szintnek felel meg. Az újonnan megállapított sugárzó anyagok szintjelző helyzete szerint viszont a balatonmelléki összlet felsőbb tagozatai hiányoznak.

A mecseki permi rétegösszletben földtani alapon három tagozatot különböztetünk meg.

Alsó tagozat

A Cserkut—Boda közötti területen szürkészöld, alárendeltebben barnásvörös, többnyire durvaszemű és lazább kötésű homokkő tartozik ide. Töttös—Bakonya—Boda körül homokos agyagpala is észlelhető, amiben vékony, szenes zsinórokon kívül növényi maradványok is mutatkoznak. Vékonyabb homokkőrétegeinek anyaga sokszor arkózás jellegű, mállott földpátot tartalmaz. Gyakran találunk vörös, agyagos palaközbetelepüléseket is, melyek ennek az alsó tagozatnak felső részében uralkodóbbá válnak, s különösen Bakonya és Boda körül a rétegösszlet boltozatjellegének megfelelően, az északi és déli szárnyon egyaránt észlelhetők.

Böckh János fekete dolomitot is észlelt, amit Barabás Andor az egész permi összletre vonatkozó alapos üledékkőzettani tanulmányában részletesen vizsgált, és bizonytalan *Brachiopoda* héjmetszetek és Kolosváry Gábor által *Ivrea*-szerű kovaszivacsoknak tartott nyomok alapján tengeri keletkezésűnek valószínűsített. A szenes rétegeket Barabás már a középső tagozatba sorolja.

Szervesmaradványok általában ritkák. Cserkút — Kővágószöllős—Töttös körül azonban elég gyakran találhatók a laza kötésű, durva homokkőrétegekből kimállott, kovásodott fatörzsek görgetett darabjai, melyek mikroszkópi vizsgálatra alkalmasak. Ezeken kívül a homokos, palás, agyagos betelepülésekben gyérebben mutatkoznak egyéb növényi maradványok is, többnyire meglehetősen rossz megtartásban s meghatározásra alig alkalmas állapotban. A Böckh János gyűjtéséből származó növényeket Heer írta le s 11 alakot különböztetett meg köztük. E leírt flóra egyes alakjaival később Solms — Laubach kritikailag foglalkozott, majd három évtizeddel később Tuzson János az eredeti anyag újravizsgálata alapján, az ősnövénytani kutatások haladásának megfelelően újraértékelte azokat. Ezek szerint a mecseki perm alsó tagozatából kikerült flóra a következő elemekből áll:

HEER szerint	TUZSON szerint
Araucarites schrollianus Goepp	*Carpolithes geinitzi* Heer
Baieria digitata Brongt.	*Ullmannites rhodeanus* Goepp
Ullmannia geinitzi Heer	*Ullmannites geinitzi* Heer (kérdéses)
Voltzia hungarica Heer	*Voltzites hungarica* Heer
Voltzia böckhiana Heer	*Voltzites böckhiana* Heer
Schizolepis permensis Heer	
Carpolithes klockeanus Gein.	
— — *hunnisus* Heer	Ezek bizonytalan és kétséges, valószínűleg *Ullmannites*-magvak, közelebbi meghatározás lehetősége nélkül.
— — *foveolatus* Heer	
— — *eiselianus* Gein.	
— — *libocedroides* Heer	

Simoncsics (1956) az *Araucarites schrollianus* fajt a *Dadoxylon* nembe sorolta és ezenkívül a *Dadoxylon transdanubicum* Sim. új alakot írta le, a Boda község körüli, alsó tagozatú permi rétegekből származó darabokból.

Végeredményben tehát a mecseki permi flóra a tűlevelű fák egészen szűk körére, az *Araucarites*-félék rokonságára zsugorodik össze.

Heer említést tesz még a növényekkel együtt található *Estheria*-féléről is. A rétegek földtani korát a meghatározott föntebbi flóraelemek s különösen a mélyebb permi rétegekre jellemző *Walchia pinniformis* Sternb. teljes hiánya alapján a felsődiászba helyezte. Minthogy vizsgálataink szerint a permbe tartozik még a Mecsekhegység legidősebb üledékeinek két másik tagja is, rétegtani, üledékképződési és települési megfontolások alapján a mecseki perm alsó tagozata felsőpermi semmiképpen nem lehet. Ezt a kétséget az említett okokon kívül alátámasztja még az a tény is, hogy a növényi maradványok meghatározása, már azok megtartási állapota miatt is, sokkal bizonytalanabb, hogysem egymagában kormegállapításra alkalmas volna.



11/a. ábra.



11/b. ábra.

11. ábra. Szélfújta permi kovásodott fatörzs *a)* oldalnézet, *b)* felülnézet, Kővágószöllős (KLINDA L. felv.)

A nagyszabású bányászati föltárásokkal kapcsolatos részletes üledékföldtani vizsgálatok szerint az alsó tagozat szürkészöld, réteges—pados, szenes rétegeket, növénylenyomatokat és kovásodott fatörzseket tartalmazó homokkőösszlet, epigenetikus, esetleg gyenge hidrotermális folyamatokkal, valamint oxidációs övre jellemző uránásványos átalakulással. Az alsó, urántartalmú homokkősorozat kezdetben semmi, majd fölfelé fokozódóan savanyúbb jellegű földpáttörmeléket tartalmaz, a felsőbb rétegekben helyenként pegmatitos kőzetanyagból származó ortoklász-félével. Ez arra utal, hogy a déli előtér pegmatitos gránitjának lepusztulása már a mecseki alsó tagozatú permi összlet keletkezési idején megindult. Ugyanakkor a gránit területen újabban kimutatott bosztonit gyér törmeléke is fölismerhető. A homokkő anyagában túlnyomólag gneiszkvarcit, fillites kvarcittörmelék mutatkozik. A kvarcporfir anyaga csak az alsó tagozat felső határán jelentkezik, nagyobb kavicsokkal is, a középső tagozat durva konglomerátumának előörseként. Egyik hetvehelyi fúrás 1180 m mélységben vörös aleuritos rétegekben végződött, ami az alsó tagozat mélyebb részét jelzi. Fölötte apróbb-nagyobb kvarcporfirkavicsos, laza homokkő mutatkozott, ami a középső tagozat durva konglomerátumával szemben, korábbi konglomerátumképződésre utal, a megelőző kvarcporfirkitörés anyagának lepusztulásával. Viszont Gyűrűfű határában, az Istenkúti erdészház mellett mélyített kutatóaknában 8 méterig kvarcporfir volt, majd utána, a hetvehelyi fúrásban elért vörös aleuritos kőzetrétegek mutatkoztak.

Figyelmet érdemel a kovásodott fatörzsek anyaga is, amely legtöbbször sötétszürke, a faszövetet jól megtartott kalcedon, részben utólagos átkristályosodással. Az utólagos hosszanti repedések anyaga, Kiss vizsgálatai szerint, rózsaszínű vasas dolomit és sötétszürke kvarcér, füstkvarc kristályokkal. Ezeken a többségben levő kovásító anyagokon kívül vannak kisebb-nagyobb (15—30 cm) vasas dolomitból álló famaradványok, külsejükön urántartalmú, zöld krómcsillámos bevonattal. Az előbbiek egy métert is meghaladó átmérőjűek, több méter hosszúságúak, leginkább rétegmenti, fekvő helyzetűek, ritkábban a rétegeket harántolók is. Vannak kovásodott darabok, amelyekben a kovasav kioldódott, helyét karbonátos anyag (dolomit — ankerit) foglalja el, többnyire a fás szövet teljes megsemmisítésével, néha szöveti roncsokkal. A kovásodott fa kőszenes kérgét, mikroszkópos erekben kovasav hálózza be, ami a kovásodási folyamatnak kőszenesedést követő voltára utal. A karbonátos (Ca—Mg—Fe) ásványosodás a kovásodással egyidejű; azonkívül fölszálló eredetű utólagos dolomitosodás—ankeritesedés is kimutatható.

Az alsó tagozat eddig föltárt vastagsága 200 méterre tehető, a mélyfúrások tekintetbevételével 800—900 m lehet, a fekvő ismerete nélkül. A Töttös és Bakonya községek között 750 méterig hatolt régebbi mélyfúrás változatlanul ebben az összletben maradt, ami az itteni enyhe dőlésű rétegsor zavartalanságának föltételezésével mintegy 700 m valódi vastagságot jelent, a fekvő elérése nélkül. A k o r p á d i fúrásban pannóniai és alsóhelvéti rétegek után (400 m) átfúrt alsó tagozat alatt 664 m mélységben elért g r á n i t valószínűleg tektonikai feltorlódásos helyzetben van, s így nem mutatja a reátelepült permi részlet teljes vastagságát, ami 1000 métert meghaladó lehet.

Középső tagozat

Az említett alsó tagozat homokkő- és palaösszlete, felső részében vörös, palás, agyagos homokkővel, éles határ nélkül megy át durva konglomerátumba, amely ököl—gyermekfej nagyságú kavicsokkal és görgetegekkel, helyenként térszínileg is élesen elütő módon jelentkezik a Jakabhegy déli oldalán. Ez laza homokkő alapanyagú; kristályos kőzetek, gneisz, gránit, fillit, uralkodó mennyiségben kvarcporfir s különféle kvarc kavicsai találhatók benne.

Barabás ebbe a középső tagozatba sorolja még a konglomerátum alatti átmeneti vörös, agyagos homok, szürke, zöld és barna homokkő, kőszenes zsinór és alsó vörös-homokkőrétegeket is. Egyben, ezt az egész tagozatot középsőpermbe helyezi. Kőzettani vizsgálatai szerint, a homokkőben levő földpát mállott állapotú, a szárazföldi lepusztulás érettségét jelzi. A viszonylagos üde kvarcporfir anyag a közeli származást s egyben a megelőző (alsópermi) kitörést igazolja. A kőszenes, tarka homokkőrétegek gyakorlatilag számításba vehető sugárzó anyag (U) dúsulást mutatnak. A perm alsó tagozatához simulva, keskenyen szegélyezik azt.



12. ábra. Permi konglomerátum. „Babás szerkövek", Kővágószöllős

Az uránérc a középső tagozat arkózás rétegeiben, az uránérces lepusztulási terület törmelékanyagának lerakódási fölhalmozódásával, megfelelő további geokémiai folyamatok eredménye. Az elsődleges uránérc a gránit és átalakult kőzetburok lepusztulási területén, hidrotermális eredetű. Az ebből származó törmelékben az uránérc kolloid és oldat alakban került a növényi szerves bomlásos közegbe, ahol a kedvező geokémiai viszonyok között ásványos átalakulással megkötődött és feldúsulhatott.

A durva alapkonglomerátum nyugat felé megszűnik s északon és délen egyaránt kiékelődöttnek látszik. Az északi szárnyon legnyugatibb nyomait Bakonya és Boda községek határán, a Hegytetőn és Melegmál között észleljük. A déli szárnyon már jóval előbb, Kővágószöllőstől délre, Gyalán előtt megszűnik. Ez a megjelenési forma arra mutat, hogy a perm durva konglomerátumból álló középső tagozata csak kiékelődő réteget képvisel az alatta és

fölötte levő perm tagok között. Vastagsága a középtájon, Kővágószöllősnél 50 méterre tehető (12. ábra).

A durva konglomerátumot, kifejlődése alapján, Böckh az alpi „verrukánóval" azonosította, aminek újabban vitás rétegtani helyzetére már utaltunk. A mecseki konglomerátum azonban kétségtelenül a középsőperm felső tagozatát jelzi.

Felső tagozat (Jakabhegyi homokkő)

A durva konglomerátumra mindenütt nagyon jellemző kifejlődésű homokkőösszlet települ, ami az alsó tagozatú homokkőösszlettől jól megkülönböztethető, még a közöttük levő s a kettő határát adó konglomerátum jelenléte nélkül is. Túlnyomólag vörös színű anyaga az alsó tagozatánál egyneműbb, tömöttebb, finomabb szemű s keményebb, inkább pados, mint réteges. Közbetelepülve mutatkozik benne vörös, agyagos, palás homokkő, ami a felső részében különösen uralkodóvá lesz s fokozódó agyagtartalommal megy át az alsótriászba. Ilyen vörös, homokos agyagpala bizonyos mértékig az alsó tagozatban is hasonló módon jelentkezik, azonos szárazföldi eredetű, folyótorkolati keletkezési viszonyokkal. A középső tagozatú durva konglomerátum, kimaradó görgetegekkel és kavicsokkal, finomabbá váló szemcséjű anyaggal megy át a felső vöröshomokkőösszletbe, amelyben a balatonmenti rézásványnyomok epigenetikus azurit alakban szintén megtalálhatók.

Ebben a felsőtagozatú, jellegzetes keresztrétegzettségű vöröshomokkőösszletben Barabás egy alsóbb, folyami íves keresztrétegzettségű (középső szakasz jellegű) és felsőbb, átlós rétegzettségű (alsó szakaszú) részt különböztet meg. Ezt a keletkezési jelleget korkülönbségnek tekinti, s az alsóbb részt középsőpermbe, a felsőbb részt felsőpermbe sorolja. Ez a szétkülönítés azonban nem megfelelő, mert a vöröshomokkőösszlet az alaki jellegek különbözősége mellett is egységes, összefüggő üledékképződési módot jelez.

Az újabb kutatások során, a vöröshomokkőösszlet nyugati végződéseiben Bükkösdön, egyelőre körülhatárolt helyi kifejlődésként, laguna jellegű gipszösszletet találtak. Ezen a részen, egy hosszanti törésvonal mentén a felszínen északabbra mutatkozó anizusi mészkőösszlet, autigén breccsiás rétegekkel reátorlódik a felsőpermi vöröshomokkőösszletre. A fúrásban 70 méterig észlelt anizusi mészkőösszlet alatt, 113 m mélységig gipszrétegekkel váltakozó szürke agyagpalaösszlet, majd ezután vörös, csillámos, finomszemű, homokos agyagpala és finom gipszkristályokkal átitatott vöröshomokkő következett, a 163 méteres fúrástalpig. A gipszösszlet kétségtelenül a felsőpermi vöröshomokkő lagunás, helyi kifejlődésű zárótagja. Települési helyzete a perm felszíni lankás (15°) dőlését mutatja. Az eddigi előzetes pollenvizsgálatok szerint a gipszösszletben jó megtartású, idősebb jellegű spórák vannak, amelyek eltérnek a perkupai, tektonikailag igénybe vett, alsóverfeni anhidritösszlet roncsolt mikrospóráitól (H. Deák Margit).

Sem a középső tagozatba tartozó durva konglomerátumból, sem a fölötte következő s vele szorosan összefüggő vöröshomokkőösszletből szervesmaradványok nem kerültek elő. A konglomerátumban ritkábban találhatók az alsó tagozatban gyakori kovásodott *Ullmannites* fatörzsdarabok, ezek másodlagos volta azonban kétségtelen. Másodlagosnak vehetők a balatonmenti hasonló rétegekben mutatkozó kovásodott fatörzsdarabok is.

Ezt a körülményt Böckh János döntő bizonyítékul tekintette arra, hogy a „onglomerátumot és a vöröshomokkövet a triászba helyezze, noha a homokkövet a kgrödeni" rétegekkel azonosította. Hozzájárult ehhez a fölfogáshoz az a tévedés, hogy

Peters szelvénye nyomán egyrészt az alsó tagozatú homokkőösszlet, másrészt a szerinte sokkal összetartozóbb konglomerátum és vöröshomokkő között is diszkordancia mutatkozik. A valóságban azonban ilyen diszkordanciát seholsem találunk. A megfigyelhető szelvények mindegyikében az alsó tagozatú homokkőösszlet azonos módon húzódik a konglomerátum alá, s ezzel illetve a vele kapcsolatos vöröshomokkőösszlettel együtt dél felé hajló részaránytalan, ferde boltozatot formál, meredek, rövidebb déli és szélesebb, lankás északi szárnnyal. Az utóbbi azonban nyugat felé, Töttöstől kezdődőleg, szintén meredekebb, s az említett hosszanti törés mentén történt összetorlódással, rétegtag-elfenődésekkel, kisebb undulációkon kívül redővetőket és lezökkenéseket mutat. A rétegek uralkodó dűlésiránya déli, délkeleti illetve északi vagy északkeleti. Ahol a változó dűlésirányokban eltérés mutatkozik, ott az észlelt szögértékeknek helyes értékelése mellett nyilvánvalóvá válik az eltérésnek helyi zavargásból eredő volta vagy látszólagossága.

Barabás bizonytalan diszkordanciát sejtet az általa alsópermbe helyezett alsó- és a középsőpermi tagozat között. Ennek az egyébként ki nem mutatható diszkordanciának jelenléte sem tenné azonban indokolttá e három szorosan összefüggő rétegösszletnek olyan korbeli szétkülönítését, ami az alsó részt a permbe, a felső kettőt, vagy akár csak a felsőt pedig a triászba utalja. Kétségtelen ugyanis, hogy a konglomerátum megjelenése az üledékgyűjtőben bekövetkezett változásra utal. Ez a változás akár a partvonal bármilyen eltolódásából, akár a törmelékszállítás útjának vagy miként-jének módosulásából következett be, bizonyos mértékű kéregmozgásból következik. Ilyen, a mozgásokkal járó, határozottabban transzgressziós üledék a Keleti Alpok középsőpermbe tartozó grödeni homokköve is. A mecseki konglomerátum az eddigi föltárásokban nem is általánosan nyomozható egyenletes üledék, időszakot elhatároló jellege tehát ezért sem lehet.

E megfontolások alapján a mecseki legidősebb üledékek mindhárom tagozatát a permbe tartozónak vesszük, s legalábbis a középső- és felsőperm képviselőit látjuk bennük. Ebben az értelemben az alsó tagozat Cserkúttól Megyefáig, a Heertől felsőpermi jellegűnek ítélt flóra ellenére, a középsőpermet, a fölötte következő durva konglomerátum és vöröshomokkő pedig egységesen a felsőpermet képviseli. Az idősebb típusú flóraelemek (*Walchia pinniformis* Strb.) hiányából adódó látszólagos ellentmondás kiküszöbölhető az eddigi növényi maradványok szegényességével, a bizonytalan meghatározásokkal s nem utolsósorban a növényi maradványok kisebb kormegállapító értékével. Megemlíthetjük még, hogy az alsó- és középsőpermre jellemzőnek tartott *Walchia pinniformis* Strb. hiánya magában véve amúgy sem lehet döntő tényező a rétegösszlet felsőpermbe helyezése mellett, mivel a *Dadoxylon (Araucarites) schrollianus* Goepp., mely a mecseki alsó tagozatban is megvan, Kraus szerint a *Walchia pinniformis* Strb. fatörzséül tekinthető.

A konglomerátummal bevezetett középsőperm transzgresszió is megfelel a délalpi „grödeni homokkő" hasonlóan transzgressziós jellegének.

A mecsekhegységi nagyobb vastagságú, teljesebb permi összlet jobban emlékeztet a toszkánai „verrukano" több szintre tagolható kvarckonglomerátum és vöröshomokkő kifejlődésére, melyet a legújabb rétegtani vizsgálatok és hüllőnyomok alapján felsőpermbe sorolnak. A mecseki alsó tagozat *Baieria* és *Schizolepis* flórája határozottan felsőpermet jelez ugyan, tehát ez a tagozat a középsőpermnél idősebb aligha lehet. A középső tagozatként mutatkozó durva konglomerátum és a felső tagozatú vörös- (jakabhegyi) homokkő összetartozósága és a balatonfelvidékivel való egyezése kétségtelen, a triászba való fokozatos átmenettel. Ilyen megfontolással az egész mecseki permi sorozat a középső- és felsőpermbe sorolható. A konglomerátum anyagában levő kvarcporfirgörgetegek az orogénvégi képződésű konglomerátum előtti, varisztikus saali mozgási szakasz posztorogén vulkanizmusából származnak. A kvarcporfirkitörés pedig a karbonbeli szinorogén gránitplutón felszínre tört vulkáni folytatásául tekinthető.

Összefoglalva a mecsekhegységi permi rétegösszlet kifejlődésére és rétegtani tagolódására vonatkozó ismertetésünket, Barabás és Kiss részletes

üledékkőzettani, ásványtani és genetikai vizsgálati eredményei igazolták a nagyvastagságú permi rétegösszlet háromosztatú voltát, további rétegtani tagolódással, új üledékfajtákkal és határozott kormegállapítással, uránércszintekkel. Ezek szerint a mecseki permi összletben az alsó- (autuni), középső- (szaxoni) és a felső- (thüringiai) perm tagozatok képviselve vannak, az alábbi kifejlődésekkel (I. táblázat).

I. táblázat

Tagozat	Emelet	VADÁSZ, 1957	BARABÁS—KISS, 1958
Felső	Thüringiai	Helyi jellegű gipszes agyagösszlet Átlós rétegzettségű } vörös- Íves rétegzettségű } homokkő	Átlós rétegzettségű vöröshomokkő, kevés földpáttal
Középső	Szaxoni	Durva konglomerátumos vöröshomokkő és aprószemű konglomerátum	Folyóvízi, keresztrétegzett vöröshomokkő, közepes földpátmennyiséggel Folyóvízi durva konglomerátum Sekélytavi, földpátos homokkő Lagunás, földpátos, szürke és zöld homokkő, vörös rétegekkel
Alsó	Autuni	Sárga, szürke és zöld homokkő, aprószemű konglomerátum, agyagos kőszén. Növényi maradványok, kovás fatörzsek. Világosvörös, laza homokkő, homokos, vörös agyag Kvarcporfir	Diszkordancia ? Tengeri dolomitmárga Tengeri vörös agyagkő Tengeri vörös agyagkő, agyagpala, aleurit Kvarcporfir (szárazföldi)

BARABÁS és KISS szerint az alsó és középső tagozat a nyugateurópai vörösfekvő összletnek felel meg, alsó tagozatban tengermenti, részben vegyi jellegű üledékképződéssel (dolomit). A középső tagozat alsó részében, a lagunás—mocsári összletben növénymaradványok és jellegzetes, nagy kovásodott, részben szenesedett fatörzsek vannak. Az érctartalmú szintek is a középső tagozat alsó részében mutatkoznak. A felsőperm átlós rétegzettségű folyami vöröshomokkő, lényegesen kevesebb földpáttal; fölfelé, a verfeni összletbe ingressziós, helyenként laguna jellegű üledékképződésbe való fokozatos átmenettel.

Földtörténetileg, a mecseki perm hármas tagozata meleg, csapadékos éghajlatra utaló szürke színnel jelzett, időnként kőszénzsinóros mocsaras—lagunás üledékképződéssel indul, vöröses színnel jelzett, szárazföldi zárórétegekkel. A reákövetkező durva konglomerátum, nagy kvarcporfirgörgetegekkel, kvarcit- és liditkavicsokkal új üledékciklust vezet be, és a felső tagozat vöröshomokkőösszletével együtt a közeli kristályos alaphegység száraz, meleg éghajlatú, főleg fizikai mállási törmelékéből származik. A vöröshomokkő keresztrétegzettsége folyóvízi jellegű, a homokszemcsék kevés koptatottsága is folyóvízi szállításra utal, tehát nem sivatagi, szélhordta eredetű. Ezt igazolják BARABÁS szemcsealaki és kavicskoptatási vizsgálatai. A lagunás gipszösszlet a permhez tartozó helyi jellegű zárótag. A triász verfeni tagozata felé mutatkozó üledékfolytonosság és elhatárolatlanság a „permotriász" összefüggést igazolja, aminek részletes áttekintésével a közelmúltban SHERLOCK külön munkában foglalkozott.

A mecseki perm összlet a hegység nyugati részében lapos brachiantiklinálist formál, nyugatról kelet felé lejtő tengellyel. A boltozat közepén csak az alsópermi tagozat van meg, amely nyugat felé a pannóniai térszín alá bukik. Észak felé pedig, Bükkösd vonalában, nyugat—keleti nagy törésvonal mentén a középsőtriász mészkőösszlet a felsőpermi összletre, a verfeni tagozatok elfenődésével dél felé reátorlódott. Délen a hegység déli szegélyén, a déli diszlokációs övben, a perm összlet a pannóniai emeletre, az elfenődött triászra és gránitpikkelyekre torlódott.

A permi rétegek összes vastagsága 2000 méternél alig kevesebb. Ez azonban egy szelvényben seholsem mérhető, mert az alatta levő képződményt nem ismerjük. A perm kőzetösszletének törmelék- és kavicsanyagából ítélve, a délebbre és nyugatabbra, mélyfúrásokkal megállapított kristályos alaphegységre települnek, valószínűleg diszkordanciával. Ebből a nagy vastagságú, kizárólag régi mállási törmelékből álló permi összletből, eddig semmi olyan kőzet nem került ki, ami a mélységben rejtőző idősebb paleozóos vagy fölismerhető karbon üledékek jelenlétére utalna. A fekvőkőzet ismerete nélkül tehát az alsó tagozat teljes vastagságának közvetlen meghatározása egyelőre nem lehetséges. Erre nézve némi képet nyújt az egykori Dunagőzhajózási Társaság által a múlt század kilencvenes éveiben a Töttös és Bakonya közötti völgyben lemélyített fúrás, amely 750 m mélységig mindvégig változatlanul ugyanebben a rétegösszletben maradt. Ezen a területrészen feltárt egész permi összletben mintegy 1000—1500 m összes rétegvastagságot számíthatunk a fúrás talpáig, a fekvőig való átharántolás nélkül. Az alsó tagozat vastagsága tehát ezt az értéket magában véve is meghaladja. A konglomerátum változó méretű, kiékelődő rétegének vastagsága, kiterjedési területének közepén 50 m, nyugaton csak 10 m. A felsőpermbe sorolt vöröshomokkőösszlet a jakabhegyi szelvényekben 400—500 m; a boltozat déli szárnyában, Kővágószöllős alatt 300 méternek volt mérhető. Nyugaton, a Petőc puszta—Nagyvölgy között haladó szelvényben ennél nagyobb, 550 m vastagság mérhető, valószínűleg a rétegösszlet zavargásai és töréses hullámossága miatt.

A balatonmenti és mecseki perm megfelelő tagozati azonos kifejlődése között, lényeges települési különbség mutatkozik. Id. Lóczy szerint a balatoni vöröshomokkő tektonikája különbözik a reátelepült verfeni rétegekétől, amelyek szerinte diszkordánsan települnek a permi rétegekre. A Mecsekben azonban határozott üledékfolytonosság van a permi és a verfeni összlet között, éles határ nélkül. Ez a hézagtalan, folytonos átmenet, Lóczy vizsgálatai szerint a balatoni kifejlődésben hiányzik, úgyhogy a két összlet között tektonikus diszkordancia, sőt a permi homokkőösszletnek törésekkel szabdalt egyenetlen térszínére különböző szintekkel települt verfeni rétegek szerint üledékhézag is lehet. Közelebbi vizsgálatot igényel itt az a kérdés, hogy az egyenetlen települési mód nem lehet-e a különböző anyagú rétegek komplex mozgásából eredő díszharmónia.

A Bükkhegység és az Upponyi vonulat

Schréter és Balogh még le nem zárt vizsgálatai szerint a Bükkhegység eddig karbonba sorolt képződményeinek túlnyomó része a permi időszakba tartozik, s annak mindhárom tagozatát képviseli.

Az alsóperm üledékfolytonossággal és települési azonossággal fejlődik ki a szerves maradványok nélküli, bizonytalan felsőkarbon agyagpalaösszletből. Ennek megfelelően egy szürke agyagpalából álló alsóbb tagozat különböztethető meg, vékonyabb-vastagabb homokkő- és fölfelé mészkőbetelepülésekkel, korall, *Brachiopoda*, csiga, *Krinoidea* és gyér *Fusulina* marad-

ványokkal. Faunaelemei közül leggyakoribbak a jellemző *Brachiopoda* fajok (*Productus cora* var. *lineata*, *Productus grünewaldti*, *Spirifer fritschi*, *Martinia triquetra*). Kagylók közül *Lima kratowi*, csigák közül *Naticopsis*-félék, Krinoideák közül *Poteriocrinus*, valamint a nagyvisnyói, Rakusz által felsőkarbonba sorolt rétegekből a *Pentagonocyclopa* cf. *dispar* és a *Cyathocrinites ramosus*, ezenkívül *Phillipsia eichwaldi* pygidium részek. A mintegy 800 m vastag agyagpalaösszlet faunaösszetétele, Schréter vizsgálatai szerint a keleteurópai alsóperm sakmári és artinszki emeletére utal.



13. ábra. Alsópermi szürke agyagpala gyűrt rétegei a Szilvásvárad—lillafüredi műút bevágásában (Jámbor Á. felv.)

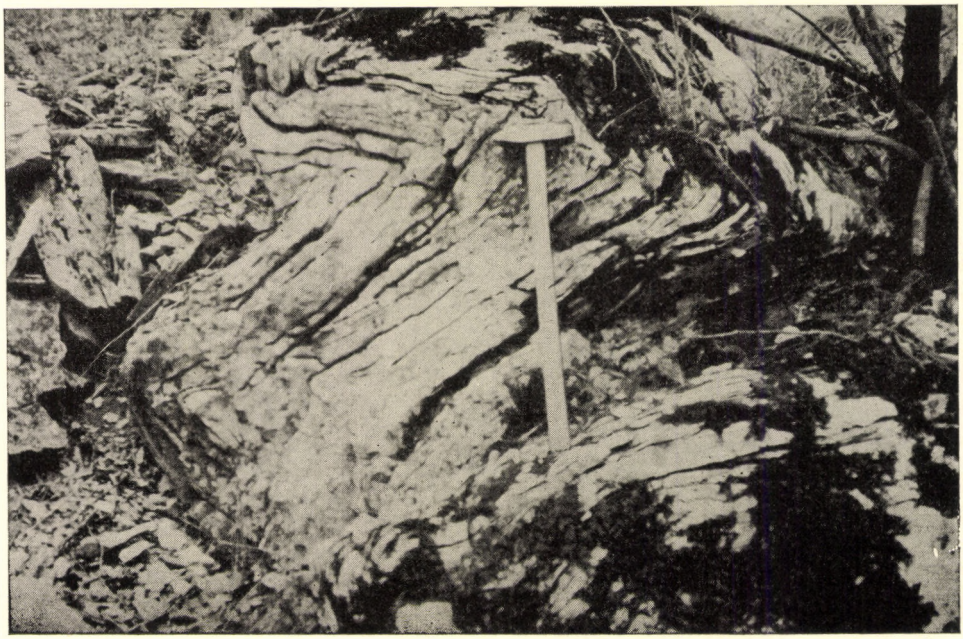
Az alsópermi alsó agyagpalaösszlet felső tagozatában vékonyabb-vastagabb mészkőrétegek és kiékelődő lencsék vannak, eltérő faunaelemekkel. Nagy Foraminiferák, *Fusulina*-félék kőzetalkotó mennyiségben, kis Foraminiferák közül K. Sidó Mária vizsgálatai szerint *Bradyina*-, *Climacammina*-, *Deckerella*-, *Endothyra*- és *Glyphostomella*-félék, főleg a mészkőösszlet legfelső részében. Ezeken kívül Ostracodák, majd a rétegtanilag jelentős makrofauna elemek: korallok, Fenestellák, Brachiopodák (*Productus elegans*, *Spirifer*-félék), csigák (*Trachydomia wheeleri*) és tüskésbőrű maradványok vannak. Gyérebben *Mizzia velebitana* jellemző mészalga is mutatkozik. A szerves maradványok együttese, Schréter szerint, az artinszki emelet felső részét képviseli, és a délalpi trogkofeli mészkőösszlettel azonosítható.

Az alsópermi összletbe sorolt rétegek Mályinka (Felsőszőlőköve, Alsószőlőköve) és Nagyvisnyó környékén (Tarófő), a dédesi Várhegytől nyugatra és Dédes—Tapolcsány környékén (Szelecsikő) találhatók, kisebb-nagyobb felszíni részekben.

Középső perm. Az alsópermbe sorolt rétegcsoport fölött, konkordáns településsel, vörös, zöld, szürke és fehér homokkő és homokos agyagpala, homokos mészkő 50—150 m vastag összlete következik, szerves maradványok nélkül. Schréter szerint ez a jobbára szárazföldi jellegű összlet az alpi grödeni rétegekre utal, s a keleteurópai kunguri emeletnek felelhet meg.

Ez a törmelékes összlet, a nagyvisnyói vasútvonal mentén levő föltárásokban Balkay Bálint és Láng Gábor szerint 10—30 m vastag, szürkésfehér és lilásvörös, meszes, ritkábban kovás kötőanyagú homokkő és homokos agyagpala. Anyaga túlnyomólag kvarc, sok muszkovit és biotit. Vízben történt lerakódására utal a homokszemcsék osztályozottsága. Színárnyalatai utólagos felszíni mállási jelenségek. Mindez nem zárja ki a szárazulati jelleget.

A felsőpermi tengeri rétegösszlet agyagpala és sötétszürke bitumenes mészkőrétegei SCHRÉTER szerint konkordáns településben, külsőleg alig különböztethetők meg a felsőkarbonnak tartott hasonló képződményektől. A biztos megkülönböztetést a gazdag szerves maradványok szolgáltatják. BALOGH szerint a Bükkhegység északi részében, a Garadnavölgy vonaláig, több helyen előbukkannak korallos — brachiopodás — mészalgás mészkőösszletek, a triász rétegek közé zártan, egymásratolt pikkelyes településben. A triászhozi üledékviszonyuk is még sok tekintetben tisztázatlan, legtöbbször tektonikus.



14. ábra. Gyüredezett alsópermi mészkő, Bükkhegység (NAGY G. felv.)

BALKAY BÁLINT és LÁNG GÁBOR a nagyvisnyói permi mészkőösszletben, üledékföldtani tekintetben, faunás szintek közé települt dolomitos és fekete, fenéklakó szervesmaradványt nem tartalmazó mészkőszintet különböztetett meg. Az azonos anyagú, faunás, három mészkőszint organogén mészanyagát legföljebb 30 százalékra becsülik. Ezenkívül 1—2% $MgCO_3$ mellett az oldhatatlan maradékban mikroszkópos, autigén piritkockák és igen ritkán kvarc ismerhető fel. A mészkő bitumentartalma 0,01%. A 0,2—0,3 m vastag mészkőpadok közé települt 1—5 cm vastag agyagos, márgás, palás rétegek terrigén anyaga a mészkővel egyezik.

A nagyvisnyói kőfejtő alsó részében, mintegy 20 m vastagságban föltárt gyér faunájú fekete mészkő hasonlóan pirites, bitumenes. A pirit fekete finomszemcsés alakban, esetleg kénhidrogénes vízi közegre utal. Ezt igazolnák a mikrofauna teljes hiánya, a *Krinoidea* törmelék és utólag kalcitosodott gyér *Bellerophon*-félék, melyek nyilvánvalóan üres házak módjára sodródtak ide. Különleges üledékképződési viszonyokra utal ezekben a rétegekben észlelt 2—3 cm fekete tűzkőréteg is.

A közbetelepült sötétszürke meszes dolomit 40%, a világosszürke dolomitos mészmárga 20% $MgCO_3$-tartalmú, szögletesen széteső pirit- és bitumentartalom nélkül.

SCHRÉTER szerint a felsőpermi rétegösszlet transzgressziós településű, s új flóra- és faunaelemeket tartalmaz. Jellegzetes, jól fölismerhető képződménye a vékonyabb-

vastagabb padokban és lencsés közbetelepülésben mutatkozó algás mészkő (*Mizzia velebitana, Vermiporella velebitana, Gymnocodium bellerophontis*, kőzetalkotó mészalgákkal). A 100—150 m vastagságú felsőpermi rétegösszlet helyenként világosszürke és fehér dolomittal kezdődik, majd sötétszürke agyagmárgával váltakozó mészkővel folytatódik. Néhol a dolomit kimarad és a rétegsor sötétszürke—fekete mészkővel kezdődik, fölfelé mindinkább világosabb színűvé válva megy át a triász mészkőbe. A felsőpermbe a nagyvisnyói szelvényben dolomit és mészkő, a magas Bükkben fekete mészkő tartozik, jellemző mészalgákkal és *Brachiopoda* különlegességekkel. A triász felé világosszürke átmeneti, 100—150 m vastag mészkőösszlet van, szerves maradványok nélkül. Szerves maradványok csak a sötétszürke mészkőben és a köztes agyagmárgában vannak. Az említett mészalgákon kívül a kis Foraminiferák jellemzők (*Glomospira*-félék), a *Fusulina*-félék háttérbe szorulnak, s a nagy alakok közül a *Neofusulina* és *Nummulostegina* jelentős. Gyakoriak és jellemzők az *Ostracoda*-félék is (*Bairdia, Cytherella, Macrocypris, Cytheridea*-félék).

Rétegtanilag döntő jelentőségű a makrofauna. Korallok (*Waagenophyllum indicum, Waagenophyllum mongoliense, Waagenophyllum columbicum*), Brachiopodák (*Schizophora indica, Productus abichi, Productus gratiosus, Martinia nucula, Notothyris mediterranea, Notothyris minuta, Spiriferina octoplicata, Spiriferina cristata*). A felsőpermi tagozat legfelső részét a *Lyttonia nobilis* jellemzi. Kagylók közül *Aviculopecten*- és *Pseudomonotis*-félék gyakoriak (*Pseudomonotis (Eumorphotis) kasanensis, Lima* sp.). A csigák közül a fekete mészkőben *Bellerophon*-félék vannak. Gyér *Nautiloidea*-félék mellett föltűnő a Palaeoammonoideák hiánya. A brachiopodás mészkőben jellemző a *Pseudophillipsia hungarica*, a Trilobiták utolsó képviselője. Ezenkívül rája-féle fogmaradványok teljesítik ki a felsőpermi makrofaunát, amely Schréter vizsgálatai szerint délalpi jellegű, de jugoszláviai, sziciliai, valamint keleteurópai, kaukázusi, indiai, kínai elemeken kívül, északeurópai (német, angol) zechsteini vonatkozásokat is mutat.

Majzon Foraminifera adatai szerint, az alsópermi artinszki emelet sötét mészkövét jellemzik: *Nummulostegina velebitana* Schub., *Triticites* sp., *Schwagerina* sp., *Rauserella* sp., *Glyphostomella* sp., *Climacammina* sp., valamint a *Waagenophyllum* és *Siphonophyllia* korallok. A középsőpermbe sorolható szerinte, a föntebbi szerves maradvány mentességgel ellentétben, a homokos, meszes, palás agyag, alga-félékkel, *Ostracoda*- és *Geinitzia*-félékkel. A felsőperm alsó részét képviseli a jellegzetes, mizziás sötétszürke bitumenes mészkő, *Mizzia velebitana* Schub., *Stolleyella velebitana* Schub., *Gymnocodium bellerophontis* Rothpl., valamint gyakori *Glomospira* sp. és egyéb Foraminiferákkal. Végül, a tengeri perm zárótagozata Foraminiferák nélkül, a *Lyttonia nobilis, Waagenophyllum indicum* és *Pseudophillipsia hungarica* jellegzetes alakokat tartalmazó sötét, bitumenes mészkő.

Összegezőleg, a bükkhegységi perm időszaki faunatársaság, amelynek rétegtani tagolódása és egymáshozi viszonya még vizsgálat során módosulhat, korábbi föltevésünknek megfelelően a perm időszak egészét képviseli.

Balogh az 1959. évi mezozóos konferenciára kiadott földtani térképén a Bükkhegységben alsó- és felsőpermet különböztet meg. Az alsópermbe fehér és lila homokkő-, lila és zöld agyagpala-, felső részében sárga, sejtes dolomit- és világos mészkőrétegek tartoznak. A felsőpermet sötét mészkő, márgapala- és dolomitközbetelepülések képviselik.

A bükkhegységi fauna és a még eléggé bizonytalan rétegsorrend, az eddigi vizsgálatok szerint, a bükkhegységi tengeri perm kifejlődésének a Karni Alpok és a Dinaridák hasonló rétegösszletével való azonosságára utal, indiai faunakapcsolatokkal. A bükkhegységi tengeri perm nemcsak a Magyar medencében, hanem a kárpáti kifejlődésben is különáll. A permi tengernek ilyen nyúlványát az eddigi ismeretek szerint ősföldrajzilag nehéz megállapítani. Szerkezetileg ezzel is kiütközik a Bükkhegység önállósága nemcsak a Magyar Középhegységgel szemben, hanem a Kárpátok belső üledékes övéül tekintett Gemeridákkal szemben is. Ezek szerint nincs még lehetőség arra, hogy az Alföldön keresztül, a dunántúli medencealjzati tengeri karbon adatok útján az Alpokkal való közvetlen tengeri kapcsolatot bizonyítsunk.

Irodalom

BANDAT H., A Kőszeg—Rohonci hegység nyugati részeinek geológiai viszonyai. Földt. Szemle 1. 1928.

BARABÁS A., A mecseki perm időszaki képződmények. Kand. diss. 1956.

BÖCKH J., Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. Földt. Int. Évk. 4. 1876.

H. DEÁK MARGIT, A Mecsek-hegységi gipsz kísérleti palinológiai vizsgálata. Földt. Közl. 89. 1959.

DANK V., Kézirati jelentés Vilyvitány—Felsőregmec közötti területekről. 1953.

DANK V., Földtani adatok az északkeleti szlovákiai határmenti területről. Földt. Közl. 86. 1956.

FÖLDVÁRI A., Érckutató fúrás Velence községben. Jel. a Jöv. Mélykutatás Munk. 1947/48.

FÖLDVÁRI A.—NOSZKY J.—SZEBÉNYI L.—SZENTES F., Földtani megfigyelések a Kőszegi-hegységben. Jel. a Jöv. Mélykutatás Munk. 1947/48.

FÖLDVÁRI A., A szabadbattyáni ólomérc és kövületes karbonelőfordulás. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 1952.

FÖLDVÁRI A., A Szendrő, Meszes és Abod közötti terület földtani viszonyai. M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, 1943.

JUGOVICS L., Adatok a székesfehérvári mélyfúrás kőzetanyagának ismeretéhez. Földt. Közl. 76. 1947.

KISS J., A szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. Földt. Közl. 81. 1951.

RAKUSZ GY., Dobsinai és nagyvisnyói felső-karbon kövületek. Geologica Hungarica, Ser. Palaeontologica, 1932.

SCHRÉTER Z., Lyttonia a Bükk-hegységből. Földt. Közl. 66. 1936.

SCHRÉTER Z., A Szendrői-szigethegység és a határos harmadkori medencének földtani vázlata. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. 1952.

SHERLOCK, The Permo—Triassic Formations. London 1948.

SZEBÉNYI L., A Vashegy magyarországi részének földtani viszonyai. Jel. a Jöv. Mélykutatás Munk. 1947/48.

SIMONCSICS, P., Verkieselte permische Stammreste von dem Mecsek-Gebirge. Acta Univ. Szegediensis. Acta Biol. I. 1956.

VADÁSZ E., Geológiai jegyzetek a borsodi Bükkhegységből. Földt. Közl. 39. 1909.

VENDL A., A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. Földt. Int. Évk. 22. 1914.

VENDL A., A Somló és Szárhegy geológiája és egykori hévforrásai. Hidr. Közl. 4/6. 1928.

VENDL, M., Die Geologie der Umgebung von Sopron. Sopr. Bány. Erdőm. Főisk. Közlem. 1. Sopron 1929.

VENDL, M., Die Geologie der Umgebung von Sopron. Geol. Führer für die Studienreise des Internat. Verbandes forstlicher Forschungsanstalten im Jahre 1934.

VENDL, M.—ROMWALTER, Beiträge zur Kenntnis der Leukophyllite. Sopron 1930.

VENDEL, M., Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens u. der Ostalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 51. 1958/60.

MEZOZÓOS ALAPHEGYSÉG

Triász időszak

A mezozóikum többé-kevésbé teljes rétegsorozattal képviselve van a Dunántúli Magyar Középhegység minden tagozatában, a Baranyai Szigethegységben (Mecsekhegység, Villányi hegység) és a jura hiányával, a Bükkhegységben és a Rudabányai, valamint a Bódvavölgy—aggteleki határ menti vonulatrészekben is. Mindenütt az alaphegységet jelzi, különböző kifejlődésben és más-más üledéksorokkal.

A Balatonfelvidék

A triász időszak legteljesebb üledéksorozata Böckh János, id. Lóczy Lajos, Laczkó Dezső részletes tanulmányai, valamint a gazdag fauna monografikus leírásai nyomán, az alpi triász kifejlődésével jól azonosítható módon, a Déli Bakonyban, illetve annak balatonfelvidéki részén, legjobban vizsgálható. Szervesmaradványokban sok helyen gazdag, és így jól szintezhető, biztosan elkülöníthető tagozatokkal fölismerhető.

Alsótriász

Verfeni emelet

A permi rétegek tárgyalásában említettük, hogy a permi vöröshomokkőösszlet felső tagozata, vörös, palás—agyagos kifejlődéssel, az alsótriász verfeni rétegösszletére emlékeztet. Lóczy szerint a diszharmóniásan gyűredezett verfeni rétegek, diszkordanciával, helyenként rétegtani hézaggal is, élesen elkülönülnek a permi homokkőtől.

Lóczy mindmáig érvényes rétegtani tagolása a verfeni rétegek szeizi és kampili sorozatában 3—3, összesen 6 szintet különböztet meg: *1.* Az alsószeizi rétegek világosszürke dolomitos lemezes homokkő és apró kockákra széthulló dolomitpadok, helyenként sötétszürke bitumenes szemcsés dolomitos mészkő, szürke és barna csillámos homokkőpala és palás agyag váltakozással, hieroglifákkal, apró csigákkal és *Myophoria praeorbicularis* fajra emlékeztető nyomokkal. Vastagsága 10—15 m. Üledékátmenet nélkül települ a permi vöröshomokkőre. Üledékképződés tekintetében a perm végén mutatkozó palásodás, kőszenes zsinór, mint említettük, lassú vízzel borítottságra utal, aminek folyamatos továbbfejlődését ez az alsószeizi kőzetkifejlődés nem föltétlenül zárja le.

2. A felsőszeizi rétegek alsó része zöldesszürke vagy zöldessárga kemény meszes homokos lemezes márga, jellemző *Pseudomonotis clarai* gyakoriságával.

3. A felsőszeizi rétegek id. Lóczy szerint megkülönböztethető felső szintjében ugyancsak zöldesszürke vagy zöldessárga márga, közbetelepült kagylólumasellás rétegekkel, a *Pseudomonotis aurita* jellemző alakkal mutatkozik. A felsőszeizi rétegek nehezen elválasztható két szintjének együttes vastagsága 100 m.

Böckh János szerint a permi vöröshomokkő finomabb szemcsézettel és agyagos kötőanyaggal palás, muszkovitos vörös, vagy sárgás homokkőbe megy át. A finomabbszemű homokkőrétegek között vörös, palás agyag is mutatkozik, ritkábban dolomitrétegekkel. Szerinte ebben a sorozatban jelentkeznek a szervesmaradványok. Ez a jellemzés megfelel a szeizi rétegek általános kifejlődésének, amelyben a vörös, agyagos, palás kifejlődés uralkodóan jellemző. Hasonló üledékfolytonos átmenetet valószínűsítenek a perm és alsótriász rétegek anyagában, a Lovas körüli fúrások eddigi anyagvizsgálatai is. A permi homokkő is meszes kötőanyagú, a triászban dolomitos, a homokos részek is azonosak. A vörös hematitos festődés kimarad a triász rétegekben, és a dolomitanyag túlsúlyra jut. Id. Lóczy leírásában a jellemző szeizi vörös szín sehol sem szerepel.

A kampili sorozatot id. Lóczy alsó, középső és felső tagozatra osztja, azokon belül megkülönböztetett szintekkel. Egészben véve palás—lemezes kifejlődésű márga-, mészkő- és dolomitösszlet, nehezen elkülöníthető váltakozással; alsó tagozatában még homokos, fölfelé a homok kimaradásával tiszta márga és mészkő. Böckh János kifejezetten említi, hogy a fedő felé a

mésztartalom szaporodik, mészmárga és márgás mészkő keletkezik. A legfelső rétegeket dolomit, alárendelten „rauhvakke" és márgás dolomit szolgáltatja.

Lóczy szerint az alsókampili rétegek alsó részében a homokos agyagpala között bekérgezett szabálytalan márgaszemekből álló áloonitos, világosszürke mészkő van, *Heminajas balatonis* tartalommal.

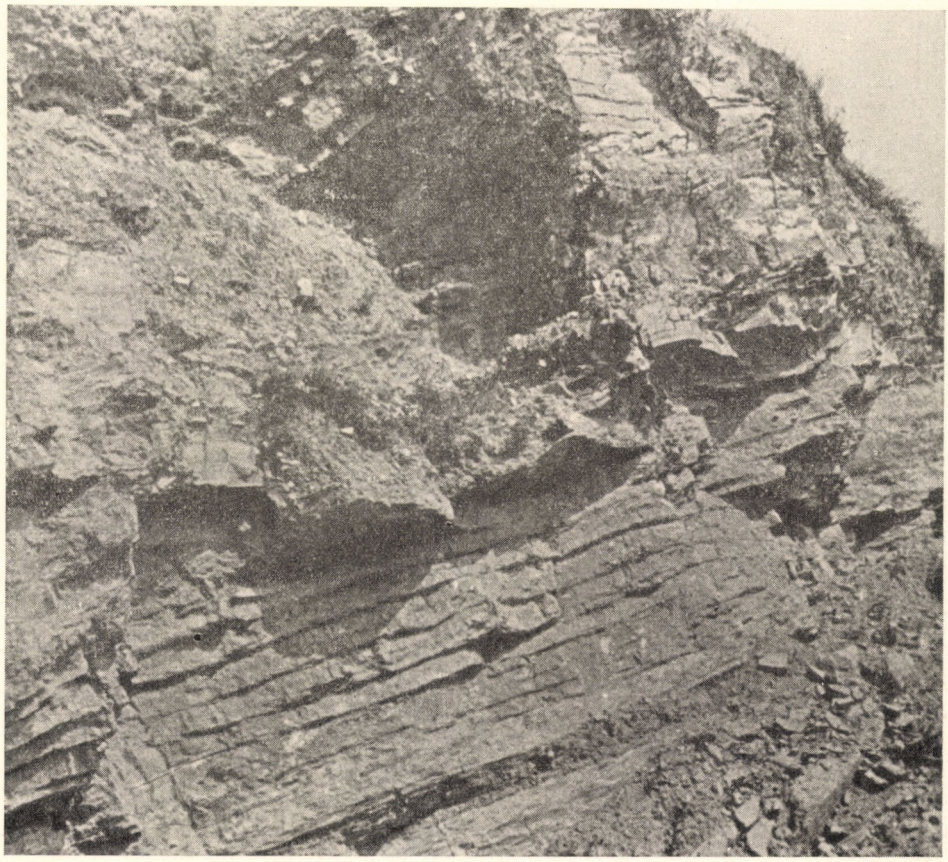


15. ábra. Redő a kampili mészkőrétegekben, Iszkaszentgyörgy (Taeger H. felv.)

A következő alsókampili szint szürke, Lóczy szerint „mállottan vörös színű", gyűredezett, vékonylemezes, palás agyaggal és csigás oolittal váltakozó homokkő. Kissé meszes, főként kvarc-, muszkovit- és ritkábban biotit-, földpát- és limonitszemcsékkel. Ebben mutatkoznak a hullámfodrok, mindig a réteglapok felső részén, míg az alján hieroglifás. Ezek a jellegek kétségtelenül időnként kiszáradó vagy kevés vízű sikér medenceüledékre utalnak. Lóczy szerint ez az alsókampili sorozat Böckh János legalsó verfeni tagjával azonos. Így a permből kifejlődő átmeneti üledékképződés jobban

magyarázható volna, mint a közbeiktatott, eltérő jellegű szeizi rétegek utáni újabb vörös homokkőképződés. Faunaelemei: *Anodontophora fassaensis, Myophoria praeorbicularis, Pseudomonotis laczkói.*

Az alsókampili rétegek felső szintje rozsdafoltos, szürke lemezes mészkő, barna agyagpala, hieroglifás homokkőpala és vékony csigás oolit-



16. ábra. Középsőkampili rétegek, Iszkaszentgyörgy (Taeger H. felv.)

lemezek. A mészkőlemezek is csigahalmazból állnak, ami a mállott felületeken tűnik ki feltűnően. Gyakori faunaelemei: *Myophoria costata, Myophoria praeorbicularis, Entolium discites, Gervilleia incurvata, Natiria subtilistriata, Holopella gracilior.*

A középsőkampili alsó része szürke leveles márgapala, felső részében közbetelepült palás agyag és szervesmaradványokkal teli táblás—palás mészkő, és ún. tiroliteszes márga található. Jellemzői a *Natiria costata, Turbo rectecostatus, Tirolites cassianus* és különböző *Gervilleia* fajok.

A felsőkampili rétegekben a lemezes mészkő uralkodóvá válik közbeiktatott dolomitrétegekkel, alárendeltebb a fölfelé fokozatosan kimaradó palás márga. Ezt a lemezes mészkősorozatot ID. LÓCZY négy szintre osztja: *a)* Alul sárga, vékonylemezes—táblás mészkő, 30—40 cm vastag mészkőpadokkal, helyenként Krinoideákkal. *b)* Világosszürke likacsos, vékonylemezes átmeneti sejtes dolomit, szervesmaradványok nélkül. *c)* Lemezes mészkő, vékonyabb-vastagabb szürke bitumenes mészkő, a réteglapok alsó felületén ujjnyi vastag féregszerű szürke vagy limonitrozsdás, agyagos bevonatú Rhizocoralliumokkal. Szervesmaradványok gyéren találhatók és főként a márgás részekben: *Myophoria costata, Gervilleia modiola*, apró csigák, *Lingula tenuissima, Stegosaurus* fog. *d)* Szürkésbarna kissé dolomitos mészkő és márgapala, az előbbi faunaelemekkel.

Az egész verfeni rétegösszlet lassú, fokozatos tengerelöntés sekélyvízi, síkparti üledékképződésére utal. Az alsószeizi sorozat legalsó dolomitos homokkőlapjai, jellegzetes élestarajú hullámfodrozottságot mutatnak. Ez a dolomitkötőanyagú, arkózás vörös színű homokkő ID. LÓCZY szerint „néhány ponton mégis bizonyos átmenettel szolgál a földpátos permi homokkőből a legalsó verfeni rétegek márgásdolomitos szintjébe", amitől nem is választható el. „Konkordánsan fekszenek a permi homokkövön, melynek érintkezésén a homokkő nagyon mállott, színehagyott".

Valószínű, hogy a permi rétegek felső részének sekély állóvízi üledékképződése folytatólagosan megy át a verfeni sorozatba. Az utóbbiak gyűredezettsége és a permi homokkővel szembeni diszkordáns települése utólagos lehet.

ID. LÓCZY szerint a felsőszeizi lemezes mészkőrétegek kisebb mértékben gyűredezettek, mint a permi homokkővel érintkező legalsó verfeni rétegek. Ez jellegzetes diszharmóniás sajátság. A permi homokkő triász előtti törésekkel egyenetlenné tett felszíne üledékképződés közben is létesülhetett, fokozatosan süllyedő fenékmozgás közben. A permi homokkőre a verfeni rétegösszlet különböző szintekkel települt. Ez üledékhiányból is eredhet, de származhatik ezeknek a verfeni szinteknek heteropikus fácies jellegéből is. Mindezekre újabb, részletes üledékkőzettani és üledékképződési vizsgálatok adhatnak korszerű választ.

Az alsókampili rétegekig bezárólag, a fauna euriterm elemekből áll, sőt a *Gervilleia-, Pseudomonotis-, Myophoria*-genusz eurihalinnak is tekinthető. Ez megerősíti ezeknek a rétegeknek partközeli, sekélyvízi keletkezését. A középsőkampili rétegekből kimaradó homoktartalom helyébe lépő márgás üledékképződéssel jelennek meg a bordás *Ammonites*-félék *(Tirolites, Dinarites, Meekoceras)*. Ezek a felső tagozatú lemezes mészkőkifejlődésben és sejtes dolomitban nem találhatók. Az *Ammonites*-félék megjelenésében a tenger és a sótartalom állandósulását látjuk, esetleg némi mélyüléssel is, ami azonban nem haladta meg a sekélytenger határát, sőt talán a szublitorális 100 métert sem.

A balatonfölvidéki verfeni emelet üledékképződésében tehát egy alsó homokos, fokozatosan finomodó szemcséjű törmelékes üledékösszlet és egy felső, márgás—meszes, vegyes törmelékes és vegyi üledékképződés jól fölismerhető. Ezen belül, ID. LÓCZY részletes szintezése csak legtöbbször nehezen megkülönböztethető helyi változat, heteropikus kifejlődés is lehet.

LACZKÓ helyesen állapította meg, hogy „az alsótriász kifejlődésében a legnagyobb fokú állandóság mutatkozik a Balatonfelvidék egész hosszában. Ez az állandóság az üledékképződés egyveretűségében mutatkozik: eleinte durvább, majd fokozatosan fino-

modó törmelékanyaggal, amit nyugodt vízben lassan lerakódott tengeri üledékek, márga, mészkő, végül dolomit vált föl. Ez az üledékváltozás a tenger lassú benyomulásával kapcsolatosan, bizonyos mérvű mélyülésre is mutat".

A verfeni rétegösszlet vastagsága egy szelvényben seholsem mérhető. A szeizi rétegek az 500—700 m vastagságúnak becsült egész verfeni összletnek kisebb része, Lóczy szerint 10—15 m, a középsőverfeni, szervesmaradványokban leggazdagabb összlet 100—200 m, a felsőverfeni sejtes dolomit- és lemezes mészkősorozat pedig 400—500 m lehet.

Az alsótriász verfeni tagozata Lóczy szerint a legelterjedtebb, váltós törésekkel jut a Balatonfelvidéken fölszínre s jellegzetes kőzetkifejlődésben könnyen fölismerhető tagozatként mutatkozik. Felszíni kiterjedésében megkülönbözteti a Kikiri-tó—Öskü—Pét—Vöröstó közötti 36 km hosszú, 200—3000 m széles, majd kis megszakítással Mencshely—Gyulakeszi között folytatódó ÉK—DNy csapású é s z a k i és a Királyszentistván—Balatonudvari között 29 km hosszban nyomozható d é l i vonulatot. A déli vonulat, a peremartoni Újmajorig, nagyobb megszakítás után, Csór és Iszkaszentgyörgy között az Iszkahegyen is kibukkan a Sárrét pleisztocén térszínéből. Így együttesen 68 km hosszú, 1—2 km széles déli verfeni vonulat adódik, míg az északi vonulatrész együttesen 57 km.

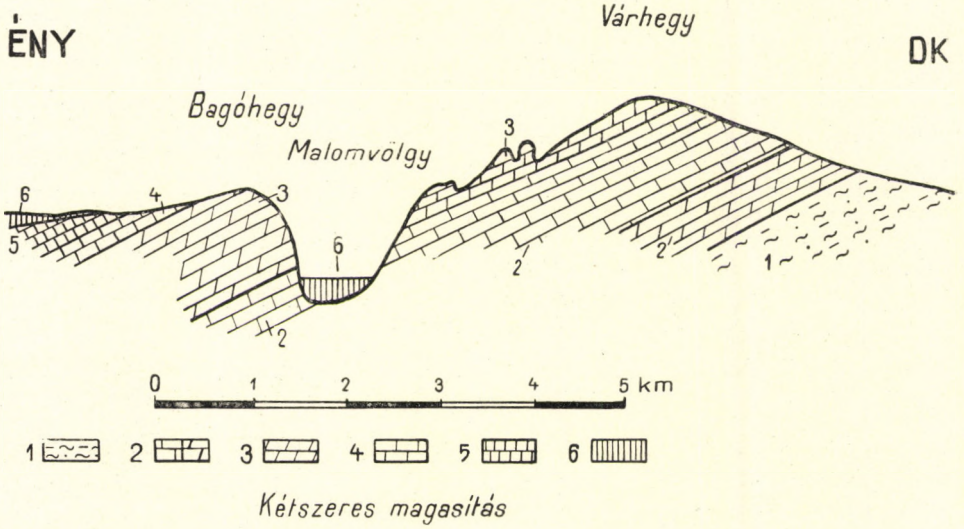
A verfeni összlet települése, mozgékonyabb volta miatt, bizonyos önállóságot mutat a fiatalabb triász tagokkal szemben is. A permi rétegekhez való viszony még tisztázásra vár, mert ID. Lóczy diszkordanciát állapít meg, de ugyanakkor helyenként üledékátmenetet, alsószeizi legalsó dolomitos homokkő- és dolomitos márgarétegek konkordáns települését, másutt meg a régebbi vetődésekkel megzavart permi rétegeken nyugodtan fekvő alsószeizi rétegeket említ. A lovasi fúrások eddig vizsgált anyagai üledékfolytonosságot mutatnak. A verfeni összlet egészben véve mindenütt, különböző kőzetanyagaitól függő helyi gyüredezettséget mutat dűlésben és csapásban, tehát harántés hosszirányban is. Ez a ráncolódás, gyüredezettség legerőteljesebb a keményebb mészkő- és dolomitpadokkal vagy a permi homokkővel való érintkezésnél. Szentes a balatonfüredi új föltárások alapján megállapította, hogy az alsószeizi homokos dolomit gyakran tektonikailag kimarad és a felső szeizi márga a permi homokkőre torlódik. A főmozgási síkok a réteglapokkal párhuzamosak, s a képlékenyebb rétegekben a merevebb rétegek elkülönülő, diszharmonikus mozgással pikkelyeződnek.

Középsőtriász

A n i z u s i e m e l e t

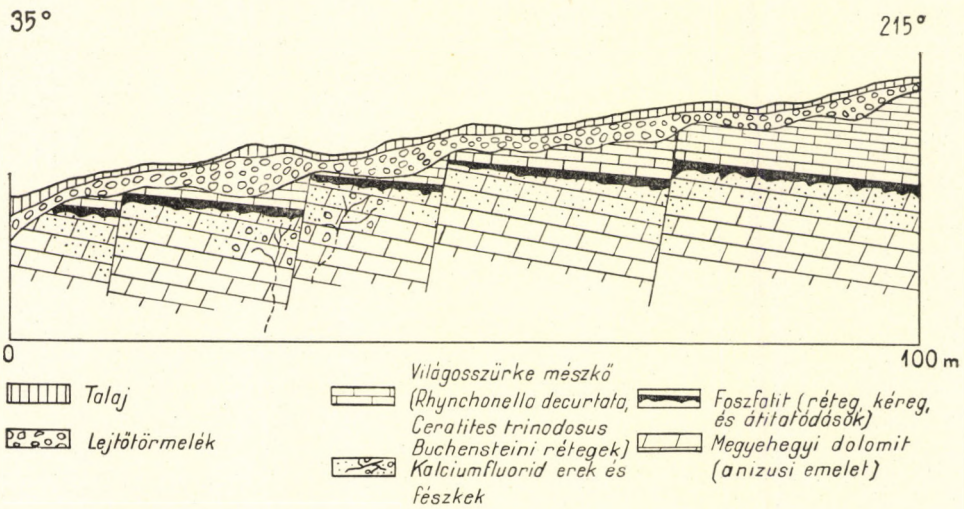
A verfeni sorozatnál jóval kisebb vastagságú, kőzettani kifejlődésben egyveretűbb, kizárólag dolomitból (megyehegyi dolomit), márgából és mészkőből (alpi kagylósmészkő) álló összlet.

A felsőverfeni lemezes mészkőre települt „megyehegyi dolomit" az anizusi emelet legvastagabb tagja, határtag a verfeni összlet felé. Kőzetkifejlődésében éles határ nélkül, üledékfolytonossággal, megkülönböztethetetlenül fejlődik ki a verfeni dolomitból, legfeljebb rétegzettség nélküli, vaskosabb padjaival különbözik attól. Kőzettani tekintetben sem a felsőverfeni dolomittól, sem a nóri fődolomittól nem különbözik. Anyaga normális dolomit, többnyire 50% fölötti $CaCO_3$-tartalommal. Szürke vagy sárgás, ritkán fehér finomszemű, csaknem tömött, máskor apró vagy középszemcsés, fölfelé márgássá válik. Szerves maradványok igen ritkák benne. Jellemzői: *Tetractinella trigonella*, *Mentzelia mentzelii*, *Balatonites balatonicus*, gyér *Gyroporella* nyomok. Vastagsága 100—200 m, ID. Lóczy szerint délkeletről—északnyugat felé elvékonyodik, 50 m alatt marad.



17. ábra. A megyehegyi dolomit települési helyzete a vörösberényi Várhegyen és a Malomvölgyben (ID. LÓCZY L. szerint): 1. alsó- és középsőkampili agyagos, homokos, márgás rétegek, 2. felsőkampili lemezes dolomit és lemezes mészkő, 3. anizusi megyehegyi dolomit, 4. anizusi „kagylósmészkő", 5. ladini tridentinuszos mészkő, 6. pleisztocén lösz

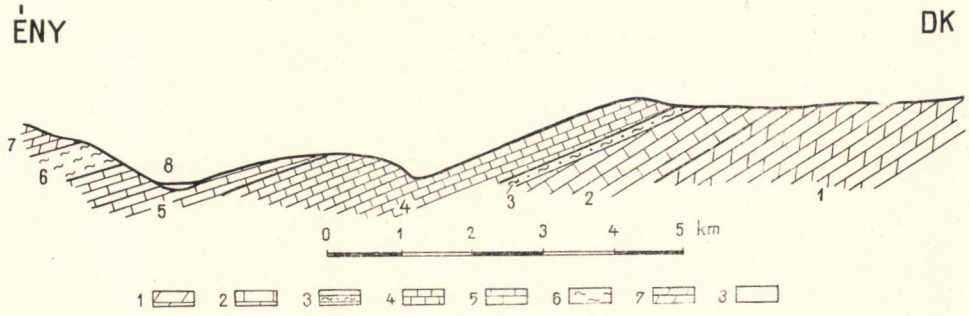
Az anizusi emelet felsőbb tagozata, a megyehegyi dolomitra következő „alpi kagylósmészkő", sárgásbarna vagy szürke mészkő és márgás mészkő 10—12 m vastagságot alig meghaladó összlete. Lényegében üledékátmenettel fejlődik ki a megyehegyi dolomitból, amely fokozatosan kevesbedő Mg-tartalommal szürke sávos mészfoszfátos urántartalmú márgába megy át. Ennek a különleges üledékképződési szintnek üledékásványtani jellegeit, a Pécsely körüli föltáró kutatások nyomán, KISS ismerte föl (18. ábra).



18. ábra. Foszfatitos anizusi mészkő települése, Pécsely (KISS J. szerint)

Az „alpi kagylósmészkő" fölismerése gazdagabb faunája alapján történhetik. Több klasszikus szelvény szerinti tagolásában a délalpi „rekoaro" brachiopodás mészkő *Rhynchonella decurtata* szintje és a „reiflingi" mészkővel egyező *Ceratites (Paraceratites) trinodosus* szint különböztethető meg. Régen ismert jellemző szelvénye a megyehegyi és a felsőőrsi Malomvölgy. A decurtata szint jellemzői: *Encrinus liliiformis, Dadocrinus gracilis, Coenothyris vulgaris, Waldheimia angusta, Waldheimia angustaeformis, Rhynchonella decurtata, Tetractinella trigonella, Mentzelia mentzelii, Mentzelia mentzelii* var. *pannonica.*

A trinodosus szint jellemzői: *Mentzelia mentzelii, Posidonia wengensis, Daonella hungarica, Entolium discites, Cheilostoma hungarica, Ceratites (Paraceratites) trinodosus, Ptychites flexuosus, Balatonites balatonicus.*



19. ábra. A felsőőrsi Malomvölgy triász szelvénye (ID. LÓCZY L. szerint): 1. anizusi megyehegyi dolomit, 2. anizusi „kagylósmészkő", 3. ladini *Trachyceras reitzi* rétegek, 4. ladini tridentinuszos mészkő, 5. ladini—karni dolomitosodott füredi mészkő, 6. karni felsőmárga, 7. nóri fődolomit, 8. alluvium

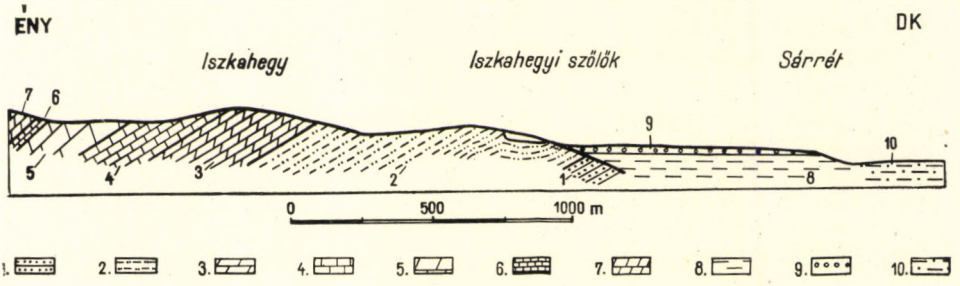
Az alsóbb tagozatot jelző decurtata szint tisztább jellegű mészkőhöz kötött faunájában, uralkodóan Brachiopodák találhatók. A felsőbb trinodosus szint márgás mészkövében *Ammonites*-félék uralkodók, vékonyhéjú *Daonella*- és *Posidonia*-félék kíséretében. Aligha gondolhatunk itt az üledékgyűjtő medencének mélyülésére, de az alsóbb tagozatok túlnyomólag vegyi jellegű dolomit- és mészkőrétegeivel szemben a márgás mészkő bizonyos mennyiségű terrigén pelites anyagtöbbletre utal.

Ladini emelet

Az anizusi emelet egyveretűbb üledékképződését a ladini emeletben változatosabb kifejlődések váltják föl, aminek előjelét már a trinodosus szint márgás anyaga is jelzi. ID. LÓCZY a ladini emeletben a délalpi „buchensteini" rétegekkel azonosított *Protrachyceras reitzi* szintet és a „vengeni" rétegeket jelző *Proarcestes subtridentinus* („tridentinuszos", tűzköves mészkő) szintet különböztette meg.

1. A *Protrachyceras reitzi* szint ID. LÓCZY szerint „világossárga, zöldpettyes kovás mészkő, kemény szürke sárgásbarna, zöldessé és rozsdaszínűre málló lemezek, biotit, klorit és pirit kristályokat tartalmazó lágy agyagmárga, homokkő és diabáztufás" rétegek váltakozó összletéből áll. Folytatólagosan fejlődik ki a felsőanizusi trinodosuszos szint márgás összletéből, amitől faunaelemei megkülönböztethetővé teszik. Tűzköves gumók és zöldes kovapala is

van a jellemző kőzetei között. Elhatárolásában még Lóczy leírásában is bizonytalanságok vannak. Klasszikus szelvényében a felsőőrsi Malomvölgy tufás, márgás rétegeiben az *Orbulina*-féléken kívül jellemző faunaelemek: *Mentzelia mentzelii, Daonella hungarica, Ceratites (Paraceratites) hungaricus, Ceratites (Paraceratites) angusto-umbilicatus, Beyrichites lóczyi, Orthoceras baconicum, Atractites böckhi* és *Ostracoda*-félék. Ebben a faunában, sok mélyebb szintben szereplő alak is van, ami érthetővé teszi ezeknek a rétegeknek „felső alpi kagylósmészkő" régebbi elnevezését. Lóczy külön kiemeli, hogy a decurtatás szint brachiopodás mészkövének jellegzetes törpe faunája, a trinodosus, sőt a *Protrachyceras reitzi* és a *Proarcestes subtridentinus* szintekben is megtalálható. Felső tagozatában zöldesszürke biotitos tufás márgapalával váltakozó, magnetitszemcsés mészkő mutatkozik a tridentinuszos rétegekig terjedően.



20. ábra. Földtani szelvény az Iszkahegytől a Sárrétig (id. Lóczy L. szerint): 1. szeizi rétegek, 2. kampili rétegek, 3. felsőkampili lemezes dolomit, 4. felsőkampili lemezes mészkő, 5. megyehegyi dolomit, 6. kagylósmészkő, 7. fődolomit, 8. pannóniai rétegek, 9. pleisztocén kavics, 10. holocén

2. A tridentinuszos szint (*Proarcestes subtridentinus* szint) alpi vengeni rétegekkel azonosított összlete, jellegzetes vörös tűzköves mészkő. Vastagsága 10—50 m között változik. Pados, 25—90 cm vastagságú rétegeinek felső részében a tűzkő gyérebbé válik s a vörös szín sárgásszürke, lilásfoltos árnyalatúvá lesz. Helyenként palás agyagos, vékonyabb tufás csillámos márgarétegek is váltakoznak a mészkőpadokkal. Fedőjében a rendes rétegsorú szelvényben, legtöbbször márgás kifejlődésű „vengeni rétegek" települnek. Ezek is változó vastagságúak, alul vörös vagy szürkésbarna, tűzkőgumós kemény mészkő, majd fehér és világossárga és szürke márgás mészkő, gyérülő tűzkővel, végül kemény mészmárgapadokból állanak.

Faunaelemei a felsőőrsi klasszikus szelvényből származó gyűjtések szerint: *Amphiclina squamula, Daonella lommeli, Daonella indica, Proarcestes böckhi, Proarcestes subtridentinus, Joannites tridentinus, Trachyceras archelaus, Anolcites stürzenbaumi, Celtites epolensis, Brairdia baconica, Cytheridea lóczyi, Cytheridea vadászi.*

Id. Lóczy posidoniás palás agyagmárga jellemzéssel, a vengeni szintbe sorolt világosbarna lágyabb és keményebb lemezes—palás, tufás, biotit- és kloritpikkelyes agyagmárgarétegeket. Ezek részben a *Protrachyceras reitzi* szint, részben a tűzköves tridentinuszos rétegek heteropikus fácieseiként tekinthetők. Lóczy a keményebb mészkőtáblás rétegeket a kivékonyodó tridentinuszos rétegekbe való átmenetnek minősíti a „felső kagylósmészkő" legfelső rétegeiként. Faunájuk nem nagyon változatos. Jellemzői: *Posidonia alta, Posidonia pannonica, Daonella böckhi, Enteropleura gümbeli, Arpadites toldyi.* Jellegzetes délalpi kifejlődés.

Füredi mészkő néven Böckh János különített ki világosszürke sárgafoltos, tömör, kissé dolomitos, rideg, ritkán tűzköves, szerves maradványokban szegény kőzetösszletet. Rétegtani helye kétségtelenül a tridentinuszos tűzköves rétegek fedőjében van. Böckh a ladini emelet felső részébe helyezte. A füredi mészkő a ladini és karni emelet határrétege, de jellegzetes kőzetkifejlődése a karni emeletbe sorolt „felsőmárgacsoport" alsó rétegeiben is megtalálható, jellemző karni faunaelemek kíséretében.

A ladini emelet balatonmenti üledékképződési jellegzetessége a vegyi üledékek túlsúlya, mészkő és tűzkő alakjában és a zöldkőtufarétegek, illetve vulkáni szórt törmelékanyag jelenléte. A tűzköves mészkő faunájában az *Ammonites*-félék és a vékonyhéjú kagylók gyakorisága nyílttengeri kifejlődésre utal, ami azonban a megelőző parti területek térhódításával, teljes elöntésével, nem pedig a fenékmélység növekedésével kapcsolatos. A középsőtriász tengerének mélysége nem sokkal haladta meg a sekélytenger kereteit. A nyílttengeri jelleg s a szárazföldi törmelékszállítás hiánya érthetővé teszi a vegyi üledékek lassúbb keletkezéséből adódó, vékonyabb rétegösszlet keletkezését. Az *Ammonites*-félék sztenoterm alakok, mozgó fenéklakó vagy szabadon úszó voltuk a melegebb tengervízből való mészkőkiválasztást is mutatja. A mészkő- és márgarétegeken tengeralatti mészoldódási nyomok nincsenek.

A vulkáni törmelékanyag nem helyi körzetben történt tengeralatti vulkáni működésből ered. A tufa anyaga halmirolitos bomlású, bentonitosodásra utal. Távolabbi, valószínűleg a délalpi kitörési központból származik, nem annyira közvetlenül idehullt szórt anyagból, hanem inkább áramlások útján szállított módon. Ennek a szállítási módnak érvényesülése, üledéklerakó hatása ugyancsak nyílt, sekélytengeri viszonyokat igazol.

Felsőtriász

A balatonfelvidéki felsőtriászban kőzetkifejlődés szerint „felsőmárgacsoport", fődolomit, dachsteini dolomit, dachsteini mészkő és kösszeni rétegek tagozata különböztethető meg. Az alpi kifejlődésű triászban, a középső- és felsőtriász elhatárolása, általában is bizonytalan, de id. Lóczy szerint a Balatonfelvidéken különösen nehéz, mert a márgakifejlődésben a kassziáni és a raibli szintek jellemző faunaelemei, a mélyebb és a magasabb tagokban egyaránt vegyesen mutatkoznak. A középső- és felsőtriász határtagjául tekintett „füredi mészkő" nem általános elterjedésű és nem állandó szint, hanem a felsőmárgacsoportban is megtalálható közbetelepülések alakjában. A füredi mészkő a tridentinuszos mészkővel kőzettanilag szorosan összefügg. Ahol a füredi mészkő hiányzik, a felsőmárgacsoport közvetlenül a tridentinuszos mészkőre települ, és fölfelé a fődolomittal is szorosan összefügg. Mindez arra utal, hogy a felsőtriászban, sőt már a középsőtriásztól kezdődően egységes, folyamatos, egyveretű üledékképződés volt, ami faunaelemek szerint fölismerhetően tagolható, de gyakorlatilag, a térképen ezeket a tagokat különválasztani nem lehet. Ezek szerint a felsőtriász alpi jellegű karni, nóri és raeti emeletei a Balatonfelvidéken teljes egészükben képviselve vannak.

Karni emelet

Az idetartozó képződményeket Lóczy felsőmárgacsoport néven foglalta össze, azzal, hogy ezeket a „füredi mészkőtől, vagy ahol ez hiányzik, a tridentinuszos mészkő sárgásszürke, violafoltos, márgás rétegeitől élesen elválasztani nem lehet". A márgacsoport alsó határát a sárga, márgásodó mészkő *Daonella*-tartalmú részében állapítja meg. Böckh János nyomán egy alsó, vengeni jellegű faunát tartalmazó és egy felső, tóri jellegű faunájú tagozatot

különböztet meg. A felsőmárgacsoportban a fauna alapján, *Protrachyceras aon*, *Trachyceras austriacum* és *Cornucardia hornigi (Physocardia hornigi)* szinteket jelöl meg.

A karni emelet egészét kitöltő balatonfelvidéki felsőmárgacsoportot ID. LÓCZY egymásba átmenő szintekre tagolta. A fehér krétás és vörös tűzköves, diabáztufás palás—agyagos rétegekkel váltakozó *Proarcestes subtridentinus* mészkőre települ az átmeneti, füredi mészkő, felső részén *Chondrites* nyomokkal. Utána márgás külsejű, világos sárgásszürke, apró márgagumós, breccsiás szövetű daonellás mészkő következik apró *Brachiopoda* és kagylós és kimálló *Chondrites* alganyomokkal. Fölötte sárgásszürke márgás mészkő és palás agyagmárga van, *Trachyceras aon*, *Carnites floridus*, *Posidonia*, *Estheria*, vegyes kasszániani és vengeni alakokkal. Ezek vastagsága 10—15 m lehet.



21. ábra. Az egykori jeruzsálemhegyi „felsőmárga" kőfejtő, Veszprém (ID. LÓCZY L. felv.)

A balatonmelléki felsőmárgacsoport tagozatai:

a) Sárgásszürke, márgás mészkő és palás agyaggal váltakozó lemezes mészkő. Alsó részében világosszürke *Chondrites*-tartalmú mészkő. Jellemzői: *Curatula carinthiaca*, *Amphiclina squamula*, *Daonella reticulata*, *Paratrachyceras hofmanni*.

b) Sárgásszürke, kemény mészmárgalemezes, leveles agyagmárga és palás agyag. *Rhynchonella tricostata*, *Halobia rugosa*, *Anodontophora pappi*, *Schafhäutlia astartiformis*, *Carnites floridus*, *Estheria lóczyi*.

c) Sötétfoltos, violaszínű, breccsiás, vékonypados, egyenetlen, hullámos rétegfelületű mészkő, kevés tűzkővel. *Amphiclina squamula*, *Koninckina leonhardi*, *Trachyceras austriacum*.

d) Sötétszürke, világosbarnára málló, leveles nuculás márga. *Nucula carantana*, *Nucula expansa*, *Palaeoneilo lineata*. Alsó részében keményebb mészmárga és növénylenyomatos homokkő. *Entolium filosum*, *Halobia rugosa*, *Angustella angusta*, *Trachyceras austriacum*.

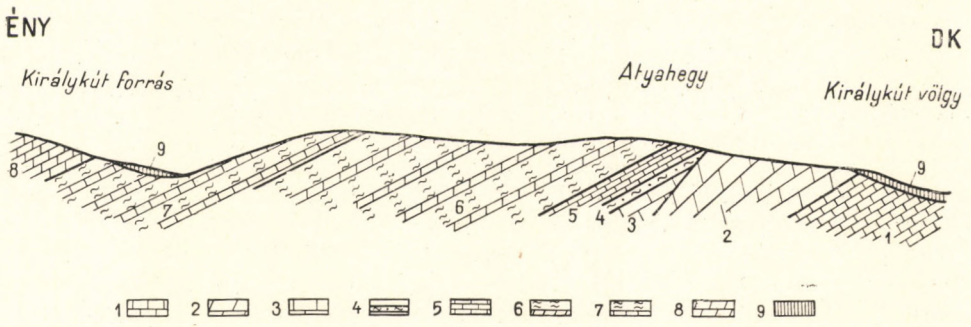
e) Kékesszürke, sárgás márga. *Lima austriaca*.

f) Világossárga mészkő, márgás rétegközökkel (sándorhegyi mészkő), sötétszürke kemény mészmárga, kagylólumasella, sötét bitumenes mészkőlemezekkel és bitumenes dolomittal. *Terebratula piriformis*, *Cornucardia hornigi*, *Schafhäutlia mellingi*, *Megalodus carinthiacus*, *Ostrea montis-caprilis*.

Fedőjében a nóri emeletbeli fődolomit következik.

A karni emeletbe sorolt felsőmárgacsoport területileg két vonulatban nyomozható: a déli Balatonmellékén és az északi Veszprém—nagyvázsonyi fennsíkon. A két területrészen, az amúgy is változatos kifejlődésű rétegösszletben, egymáshoz képest is bizonyos különbségek mutatkoznak. A déli vonulatban a márgás üledékek csaknem kizárólagosak, az északiban dolomit és mészkő is szerepel. Id. Lóczy szerint a felsőmárgaösszletnek legészakkeletibb kibukkanása a balatonmelléki vonulatban az Almádi—veszprémi országúton, a Megyehegy nyugati oldalán van. Innen a Keszthelyi hegységig, Vállusig, mintegy 60 km hosszúságban 1,5—3—5 km szélességben követhető. Sárgásszürke, világosbarna márga, szürke kovás márgás mészkő, sötétszürke mészkő, közbetelepült kiékelődő dolomit és mészkő váltakozó vastagságú összletéből áll.

Az északi, Veszprém—nagyvázsonyi vonulatban hasonló kifejlődést találunk, Laczkó szerint a mészkő és dolomit nagyobb szerepével. A déli és északi vonulat között, a terrigén üledékanyagban mutatkozó különbségből Laczkó a déli területrész partközeli voltára, az északinak nyílttengeri jellegére következtet. Ez valószínű is, azonban lénye-



22. ábra. A lovasi völgy szelvényvázlata (id. Lóczy L. szerint): 1. felsőszeizi lemezes mészkő, 2. anizusi megyehegyi dolomit, 3. anizusi „kagylósmészkő", 4. ladini *Trachyceras reitzi* rétegek, 5. ladini tridentinuszos mészkő, 6. karni felsőmárga alsó része dolomitbetelepülésekkel, 7. karni felsőmárga felső része közbetelepült sándorhegyi mészkővel és raibli dolomittal

gesebb fenékmélység különbségre nem gondolhatunk, mert az északi területrész gazdag faunaleleteiben nincs mélységkülönbségre utaló alak, valamennyi sekélytengeri övet jelez. A márgacsoport középső tagozatában (*d*) mutatkozó homokos rétegekben növénymaradványok vannak a balatonmenti övben; ezek Veszprém környékén hiányoznak vagy igen ritkák, de ebben a rétegszintben szilárd mészkő, breccsia (Csőszdomb, Girisicsdomb) és konglomerátum jellegű kőzet mutatkozik, ami Böckh János szerint „márgás alapanyagban mészdús zárványokat észleltet". A törmelékes anyag szaporodása a Balaton felé, valóban partközelibb helyzetet jelezhet, ugyanakkor azonban a veszprémi breccsia a tengerfenék üledékében hullámveréses jelenséget, tehát viszonylag kis mélységben érvényesülő mozgást érzékeltet. Laczkó szerint a fácies gyors és elég gyakori változását közvetlenül vagy közvetve előidéző körülményekhez, a gyakori fenékingadozások is hozzájárulhattak. Erre utal a raibli dolomitnak helyenként kisméretű diszlokációja is.

Az üledékek kőzetkifejlődése, valamint gazdag faunája a balatonfelvidéki karni emeletben északalpi és délalpi egyezőségeket mutat. Id. Lóczy szerint „a bakonyi triász az egész balatonfelvidéki vonulaton végig fölismert bámulatos állandóságával, mintegy összekötő kapocs az Északi és Déli Alpok nagyon differenciált fáciesei között". Nagy általánosságban tehát a balatonfölvidéki karni emelet a kasszián és a raibli rétegeket foglalja magában. A rétegösszlet vastagsága a különböző vonulatszelvényekben különböző. Lóczy szerint a Balatonfelvidék triász összletében a karni emelet felsőmárgacsoportja a leghatalmasabb rétegösszlet. A csopaki Nosztori völgyben 500—600 m, a tridentinuszos mészkő és a nóri fődolomit között. Az arácsi völgyben, a verfeni rétegek 675 m, a kagylósmészkőösszlet 130 m, a vengeni rétegek 20 m, a karni

emelet kassziáni—raibli összlete 550 m, az egész sorozat együttesen 1375—1400 m. A monoszlói szelvényben a daonellás rétegektől a sándorhegyi mészkőig bezárólag terjedő sorozat együttesen 773 m, Gyulakeszi—Diszel között mintegy 300 m lehet.

Itt említjük meg, hogy IFJ. NOSZKY JENŐ az 1959. évi bakonyi kirándulási vezetőben a bakonyi triász összvastagságát 2300 méterre becsüli. Ebből az alsótriász 1000 m, a középső- 300 m, a felsőtriász 1000 m lehet. Ezek a számok csak nagy általánosságú tájékoztató becslések. A rétegösszletek vastagsága a különböző szelvényekben a szerkezeti helyzet és utólagos lepusztulás szerint változik.

Nóri emelet

A balatonfölvidéki triász összletben, de általában az egész Magyar Középhegység legelterjedtebb és térszínileg is legszembeötlőbb magaslatait a fődolomit szolgáltatja. Föl kell hívnunk azonban a figyelmet arra, hogy a „fődolomit" gyűjtőnév mindmáig terjedő irodalmi adataink szerint széttagolásra váró, különböző szintekbe tartozó dolomitösszleteket foglal egybe. Térszínalakításban sasbérceket és fennsíkokat formál.

Eddigi ismereteink szerint nehéz a nóri fődolomitösszletet pontosabban jellemezni. Kőzetkifejlődésben alig különbözik a mélyebb triász tagok dolomitanyagától. Világosszürke, sárgásfehér vagy fehér, tömött vagy finomszemcsés, többnyire jól rétegzett, vékonypados, egyveretű összlet. Vegyi összetételében sem mutat különlegességet. ID. LÓCZY megállapítása szerint valamennyi balatonmelléki triász szint dolomitanyaga egyformán 52—56, 42—46 súly % arányában mutatja a $MgCO_3$ és a $CaCO_3$ arányát. Az általában világosabb színű fődolomitösszletben vannak mészégetésre használt meszesebb rétegek is. Alsóbb tagozatában vékonyabb rétegzésű, általában jól rétegzett. Vannak vékonysávos, finom rétegzésű részek, amelyeket LÓCZY ellenállóbb, kovás anyagúaknak jelez, s a mállott felületeken palás szövetűnek látszanak. SZENTES FERENC a Keszthelyi hegységben cukorszövetű, jól rétegzett, szürkén csíkozott, bitumenes dolomitot említ, 0,004% kivonható bitumentartalommal. Fedőjében dachsteini mészkő ugyancsak elkülöníthető. Eddigi ismereteink szerint a nóri fődolomit rétegtani tagolását a helyenként elég gyakori szervesmaradványok sem segítik elő. Faunaelemei közül a *Megalodus*-félék és a nóri emeletre jellemző csigák vannak. Bizonytalan *Gyroporella*-nyomokon kívül *Cruratula hantkeni, Megalodus böckhi, Megalodus seccoi, Megalodus laczkói, Megalodus complanatus, Paramegalodus incisus, Paramegalodus eupalliatus, Conchodus hungaricus, Myoconcha taegeri, Avicula stoppanii, Worthenia escheri, Stephanocosmia dolomitica Purpuroidea baconica* jellemző alakjai vannak.

FRECH ezeket az egész dolomitterületen ritkán, egyes helyeken fészkekben található faunaelemeket szintek szerinti eloszlásúaknak vette s megkülönböztetett csigás szintet *(Amauropsis hantkeni)*, alsó megaloduszos szintet *(Megalodus hoernesi, Megalodus gümbeli, Megalodus laczkói)*, myophoriás szintet *(Myophoria inaequicostata, Worthenia escheri, Stephanocosmia dolomitica)*, középső megaloduszos szintet *(Worthenia escheri, Purpuroidea bakonica, Amauropsis crassitesta, Megalodus böckhi)* és felső megaloduszos szintet *(Paramegalodus mediofasciatus, Paramegalodus incisus, Conchodus hungaricus, Megalodus gryphoides)*. Ezek közül a Dicerocardiummal jelzett legfelső szint valószínűleg a nóri emelet felső részét jelzi. ID. LÓCZY szerint „FRECH F. nagyon érdekes kísérletét, a felsőtriásznak dolomitból és dachsteini mészből álló fáciesének szintezésére, a Bakonyban alig lehet még gyakorlatilag alkalmazni". A faunaelemek ritkasága is megnehezíti a nóri fődolomit szintezhetőségét.

A Balatonfölvidéken Lóczy hat kisebb-nagyobb nóri fődolomit szigetet jelölt meg :

1. Északkeleten Pétfürdő—peremartoni erdő—Balatonalmádi—veszprémi országútig 16 km hosszú, 1,5 km legnagyobb szélességű rész.

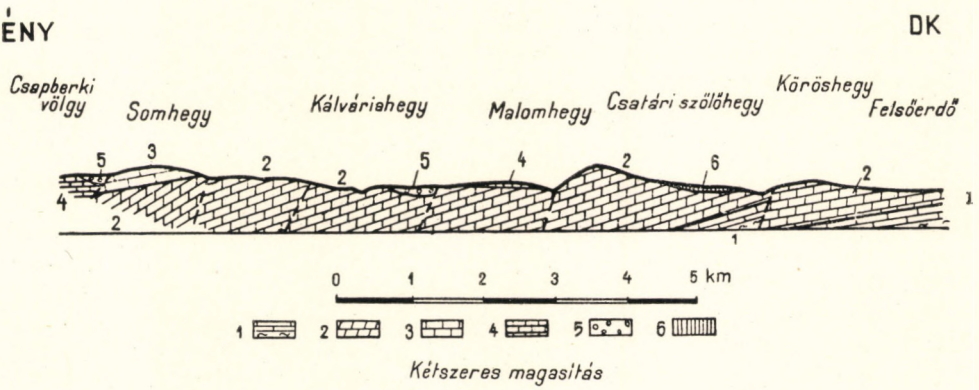
2. Felsőörs—Csopak—Arács—pécselyi medencéig terjedő sima fennsíkszerű rész, amelyet északnyugat felé a litéri törés egyenes vonala határol. Ez a fődolomit vonulat mintegy 10 km hosszú és 1,5 km széles. Ehhez csatlakozik három kisebb fődolomit részlet.

3. Pécsely—Barnag között a felsőmárgacsoporton szintesen települő 2,25 km hosszú, s mintegy 750 m legnagyobb szélességű rész.

4. Vászoly—Mencshely között 3,75 km hosszú, ugyancsak 750 m széles rész, továbbá,

5. Szentjakabfa és Balatonhenye közötti 4,5 km hosszú, 750 m széles öv.

Végül a *6.* fődolomit terület a Keszthely, Ederics, Lesenczefalu és Zalaszántó közötti, négyszögalakú Keszthelyi hegység észak—déli völgyekkel tagolt tönkfelülete.



23. ábra. A veszprémi fődolomit fennsík szelvénye (id. Lóczy L. szerint): 1. karni felsőmárga és sándorhegyi mészkő, 2. nóri fődolomit, 3. liász mészkő, 4. eocén nummuliteszes mészkő, 5. középsőmiocén konglomerátum, 6. pleisztocén lösz

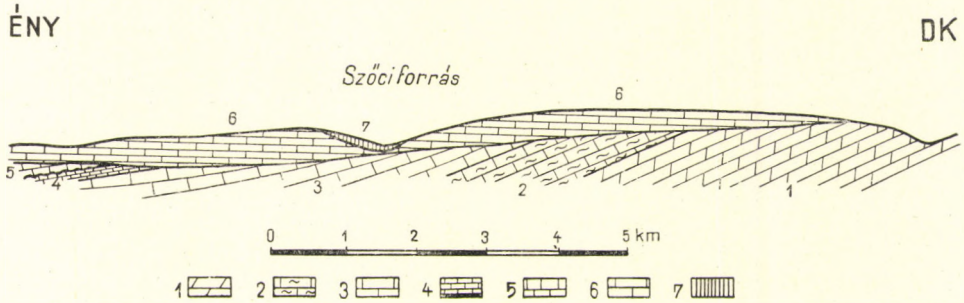
Ezt a balatonmenti nóri fődolomit vidéket a litéri nagy rátolódási övben, északnyugat felé idősebb triász tagok választják el a Déli Bakony másik dolomitterületétől a Várpalota—Veszprém—nagyvázsonyi nagy dolomitfennsíktól, amelyhez harmadik legnagyobb kiterjedésű területül a Nagybakony dolomitvonulatai csatlakoznak. Az egyes fődolomitvonulatokat kisebb-nagyobb eocén, miocén és pannóniai képződmények jellegzetes abráziós törmelékes üledékei, partszegélyi durvamészkő vagy édesvízi mészkőképződmények választják el egymástól. Id. Lóczy ferdén északra hajló, váltós hasadékokkal összetört, egymás felé hajló rögökkel, összenyomással magyarázza a fődolomit Veszprém körüli széles övét és látszólagos nagy vastagságát. Ezzel szemben Laczkó „szétcsuszamlás" útján létesültnek tekinti a dolomit 10—12 km szélességét.

Lóczy szerint a balatonfölvidéki nóri fődolomit a karni emelet felső részéből fejlődik ki, amelynek márgarétegei beleolvadnak a dolomitba. A karni mészkőrétegeken is konkordánsan települ, s attól jól elhatárolható, fölfelé pedig elhatárolatlanul a dachsteini mészkőbe és kösszeni rétegekbe megy át. Az üledékképződés folyamatossága mindkét irányban kétségtelen, s a fődolomit a karni emeletből a terrigén elemek kimaradásával folytatódó tiszta vegyi

kiválású üledékképződést jelez. Nehezen szintezhető volta és említett torlódásos pikkelyes települési szerkezete miatt a fődolomit valódi vastagságát megítélni nehéz. A nagylengyeli mélyfúrási adatok figyelembevételével 600—800 m lehet.

Raeti emelet

A tágabb értelemben vett balatonfölvidéki triász sorozatban a nóri fődolomitra dachsteini mészkő, tűzköves dolomit és kösszeni mészkőrétegösszlet következik, a raeti emelet képviseletében. A dachsteini mészkő közvetlenül konkordánsan települ a dolomitra a Déli Bakonyban és az Északi Bakonyban a Papodhegy északi oldalán. Helyenként töréssel érintkezik vele. Laczkó



24. ábra. Szelvény Szőcön át (id. Lóczy L. szerint): 1. nóri fődolomit, 2. raeti kösszeni rétegek, 3. raeti dachsteini mészkő, 4. liász mészkő, 5. felsőkréta hippuriteszes mészkő, 6. eocén nummuliteszes mészkő, 7. pleisztocén lösz

diszkordanciát is említ a fődolomit és a dachsteini mészkő között. Erre vonatkozó adataink rétegtani sorrend, üledékföldtani kifejlődés és települési helyzet tekintetében még további vizsgálatra várnak.

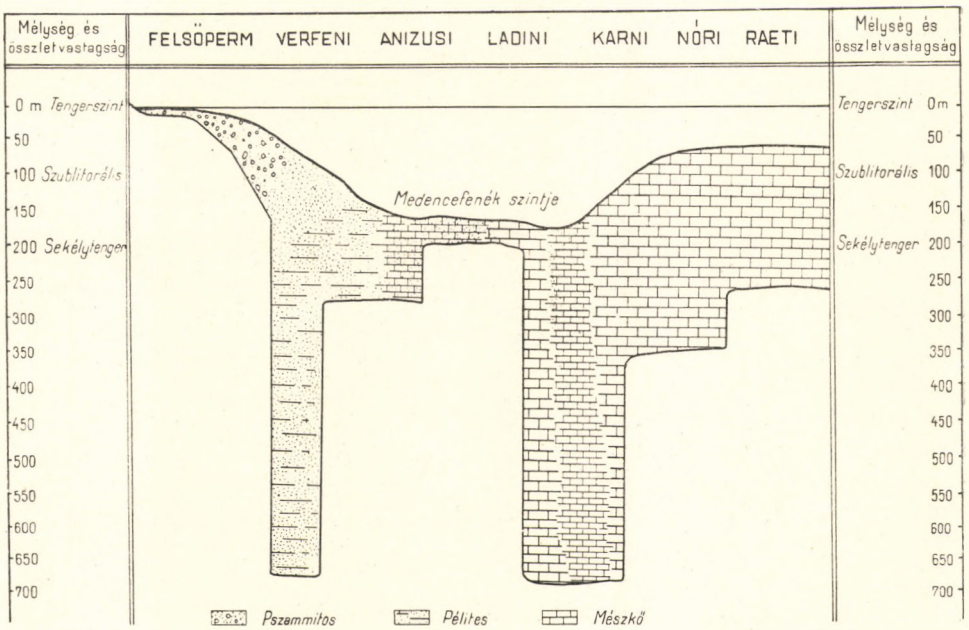
A balatonfölvidéki dachsteini mészkő a nóri fődolomit északnyugati szegélyén már a Déli Bakonyhoz tartozó több kisebb-nagyobb különálló részletben Szentgál, Úrkút, Szőc és Sümeg vidékén mutatkozik, a fődolomiton konkordáns településben (Üstihegy). Fehér, sárgás vagy világosszürke tömött mészkő. Szervesmaradványok igen ritkák, bizonytalan kagyló- és csiganyomok találhatók benne.

A dachsteini mészkőkifejlődés a balatonfelvidéki triász zárótagja, szorosan kapcsolódik a liászhoz, amibe elhatárolatlanul, üledékfolytonossággal megy át. Eddigi adataink szerint az alsóliász dachsteini mészkő gyér mikrofaunaelemek és *Brachiopoda*-nyomok alapján megkülönböztethető.

A kösszeni kifejlődést a Balatonfelvidéken a Keszthelyi hegységben, a Déli Bakonyban pedig Szőc és Sümeg vidékén ismerjük. Kifejlődését és rétegtani helyzetét id. Lóczy részletezte további vizsgálatokra való utalással.

Faunáját Böckh János írta le. A Keszthelyi hegységben kis területen rögös, szirtes, bitumenes dolomitösszlet, alján lemezes dolomit szürke, kalcedonos tűzkőgumókkal és tűzkőrétegekkel közvetlenül a nóri fődolomitra települ. Az utóbbitól jól megkülönböztethető, helyenként közbetelepült mészkőrétegeket is tartalmaz. A vékonylemezes dolomit kissé homokos, márgapalás—leveles rétegközökkel és fölfelé a tömegesebb dolomit felé kalcedonos tűzkőgumókkal mutatkozik. Szervesmaradványokat nem

tartalmaz. A kösszeni mészkő sötétszürke bitumenes vagy világosszürke, szalagos, kalciteres jellegzetes kagylólumasella. Rétegtani helyzete szerint valószínűleg a lemezes, tűzköves, tömeges dolomit fedőjében foglal helyet. Faunája csaknem kizárólag kagylókból és csigákból áll, ritkábban korall nyomokkal. Jellemzői: *Lopha haidingeriana, Avicula contorta, Radula praecursor, Entolium hehli, Gervilleia praecursor, Modiola minuta, Cardita austriaca, Anatina praecursor.* Szőcön a dolomiton kemény márga és szürke márgás mészkőpadok ugyancsak lumasellás rétegekkel mutatkoznak. A Sümeg és Tapolca közötti fődolomit kíséretében elhatárolhatatlan dolomitkifejlődésű kösszeni rétegek vannak.



25. ábra. A balatonfelvidéki triász üledékképződés vázlatos szemléltető rajza

Az itt vázolt földtani kifejlődés szerint a balatonfölvidéki triász rétegtanilag teljes, hézagtalan üledéksorozat. Nagy általánosságban, kisebb ingadozásokból következő fácieseltérésekkel, alsó törmelékes (pszammitos), középső finomabbszemű (pelites) törmelékes—meszes, és felső, tisztán vegyi üledékképződést mutat. Jellegzetes partszegélyi kifejlődésből fokozatosan süllyedő (epirogenetikus) mozgással mélyülő üledékgyűjtő, amiben az üledékképződés helye mindvégig a sekélytenger határain belül maradt. A nagyobb vastagságú üledékösszletek nem a medence mélyülését, hanem a medencefenék süllyedésével lépést tartó üledékfölhalmozódást jelentenek. Végeredményben tehát a balatonfölvidéki triász terület a triász időszakban a megelőző varisztid kéregmozgásokkal merevebbé vált kéregrész mozgékony párkánya. Ehhez alkalmazkodik a triászbeli, sőt a további jura—kréta üledékképződés is. Ebből erednek a triász üledékek fáciesváltozásai is, amit folyamatban levő részletes üledékkőzettani vizsgálatok új megismerésekkel bővíthetnek.

A balatonfölvidéki triász üledékképződés általános menete nem különleges, kivételes jelenség, hanem az alpi geoszinklinális, sőt lényegében a középeurópai epikontinentális területen is hasonló keretekben történt: törmelékes

kőzetfelhalmozódás az alsótriászban; mészkő és márga a középsőtriászban és általánossá vált mészkő- és dolomitképződés a nóri—raeti emeletben. A balatonfölvidéki triász összlet a Déli Alpok sekélyebb tengeri üledékképződésével mutat legnagyobb egyezőséget. Az Északi Alpok Bajor takarójával való egyezőség ugyancsak a kisebb mélységű tengeri kifejlődésben, a sekélytengeri képződésben mutatkozik. Az alpi geoszinklinális sűrű fáciesváltozásai szinorogén fenékingadozásra vezethetők vissza. Az üledékképződés módja mindkét üledékgyűjtőben azonos, minőségben egyező, csak mennyiségi méretekben vannak különbségek.

Az Északi Bakony

A triász időszak teljes üledéksorozatát csak a Balatonfölvidéken, Veszprém—Tapolca vonaláig terjedő, Böckh Jánostól Déli Bakonynak nevezett területrészen találjuk. Mint láttuk, itt is a litéri rátolódási övvel elválasztott, északi és déli vonulatot formál, több pikkelyes egymásratolódással. A veszprémi vonulat nóri fődolomitösszlete északkelet felé folytatódik a Nagybakony területén s annak főtömegét adja. Ifj. Noszky Jenő északbakonyi vizsgálatai szerint a karni emelet felsőmárga sorozata a hegység északnyugati oldalán, kisebb foszlányokban, vonulatszerűen nyomozható Csót, Bakonykoppány és Szücs között. Ez sárgásszürke, helyenként dolomitos vagy sárga agyagos közbetelepülésekkel váltakozó, réteges lemezes mészkő, még nem vizsgált mikrofaunával *(Foraminifera)*. Fölötte barnásszürke, vékonypados, kemény, néhol kissé márgás mészkő van, kagylólumasellás rétegekkel, amit gazdag faunája alapján ifj. Noszky a balatonfelvidéki „sándorhegyi mészkővel", tehát a karni emelet felső részével azonosít. A karni emeletbe sorolja még a fődolomitnak sárgásfehér, tömöttszövetű, kagylóstörésű, apró *Megalodus* tartalmú részét. Ez megfelelhet a balatonfölvidéki karni emelet felső részében mutatkozó raibli dolomitkifejlődésnek. Raibli márgás rétegeket értek el a fenyőfői fúrásokban átfúrt bauxitos agyag alatt is.

Az Északi Bakony legnagyobb területét borító nóri fődolomit szürkésfehér, fehér vagy sárgásfehér, ifj. Noszky szerint alsó részében vékonyabb pados, helyenként sávos, lemezes, márgás jellegű. Felsőbb tagozata vastagabb rétegzésű, cukorszövetű, likacsos; néha bitumenes. Gyér szerves maradványai *Gyroporella*- és *Megalodus*-félék. Szerkezeti okokra visszavezethető nagy kiterjedése mellett vastagsága 300 méterre becsülhető.

A nóri fődolomit éles határ nélkül, fokozatosan közbeiktatódó mészkőrétegek túlsúlyra jutásával, a raeti emeletbeli dachsteini mészkőbe megy át. Faunájában a *Megalodus*-félék uralkodnak, egyes helyeken (Dudar, Cuhavölgy) vastag padokat megtöltő mennyiségben, óriástermetű alakokkal, néhol *Conchodus*-félékkel is, amelyek az eddigi ismeretek szerint raeti emeletre jellemzők. Ifj. Noszky szerint ennek alsóbb tagozatában *Terebratula gregariaeformis* alapján a kösszeni rétegek is föltételezhetők dolomitos rétegekkel. Föltűnő, hogy a raeti jellegű, nagy *Megalodus*-féléket tartalmazó rétegösszletben is vannak dolomitközbetelepülések (Dudar). Hantken régi csiszolatai között Dudarról triaszinás mészkő is található.

Az Északi Bakony felsőtriász üledékképződését ifj. Noszky a karni emelet márgaösszletétől a raeti dachsteini mészkőig, a batiálistól sekélytengeri zátonyképződésig terjedően, állandóan emelkedő medencében keletkezettnek tekinti. Ezzel szemben az üledéksorozat a balatonfölvidékivel teljesen egyezik, a

karni rétegek itt sem tekinthetők batiálisnak, az egész összlet a sekélytenger határain belül keletkezhetett, fölfelé valóban a szublitorálison belüli, nagy megaloduszos zátonyjellegig, a liászba is folytatódó mészkőképződéssel.

A Vérteshegység

A Bakonyhegységet a móri árok választja el a legnagyobb részt dolomitból álló Vérteshegységtől, ahol a bakonyi triász kifejlődés lényegében hasonló módon nyomozható, mint a Dunántúli Magyar Középhegység többi részében, a Gerecsehegységben és a Buda—Pilis vonulatban is. A különbség abban van, hogy az alsótriász seholsem bukkan itt felszínre, a középsőtriász is hiányosabban mutatkozik, a fölszínen nyomozható karni—nóri—raeti tagozatok pedig kizárólag mészkő- és dolomitkifejlődésűek.

A Vérteshegység mezozóos alaphegységének zömét a felsőtriászba sorolt dolomit és dachsteini mészkő szolgáltatja. A túlsúlyban levő dolomitösszletet Taeger Henrik századeleji leírása, a bakonyi mintára fődolomit megjelöléssel, a nóri emeletbe sorolta. Rétegtanilag mindmáig sincs kellően tagolva, de az időközben végzett részletvizsgálatok szerint kétségtelen, hogy az itteni triász összletben a ladini, karni és nóri emelet képviselve van. A hegység déli részén Csákvár—Gánt—Csákberény körül diploporás és szaruköves dolomit mutatkozik. Ez valószínűleg a ladini—karni emeletbe sorolható. Csákberény határában, sötétszürke szaruköves mészkőből *Avicula, Gervilleia, Myoconcha, Modiola, Terquemia, Anodontophora* alakok és *Zygopleura hybrida* kétségtelenül karni emeletre utaló faunaelemek kerültek ki. Ugyanitt, bizonytalan tektonikai helyzetben, a sárgásbarna mészmárga és az agyagmárga, apró *Avicula*-nyomokkal és *Rhizocorallium*-szerű féregnyomokkal, a kampili emeletre emlékeztetnek. Szürkefoltos, heverő sárgásbarna mészkődarabok, gyér apró *Megalodus*-nyomokkal, esetleg a karni emeletbe tartozhatnak. Ez a kétségtelenül töréses öv kapcsolatba hozható a litéri töréses öv folytatásának iszkahegyi pikkelyével, ahol a nóri fődolomit a ladini tagokra tolódott.

A fődolomit névvel jelölt összlet kőzettani kifejlődésének eddigi jellemzése szerint is adódnak szintkülönbségre utaló eltérések. Taeger szerint a mélyebb rétegek világosabb, fehér vagy világosszürke színűek, fölfelé sötétebbekké lesznek. Ezek a cukorszövetű fehér vagy világosszürke rétegek Csákberény, Csákvár, Szár körül Diploporák és karni jellegű gyér faunaelemek szerint valóban a ladini és karni emeletet képviselik. A dolomitösszlet nagyobb része tömött, kemény, összetétele szerint rendes dolomit, többnyire jól rétegzett, pados.

Több helyen találhatók nóri *Megalodus*-félék (*Megalodus seccoi, Megalodus böckhi, Megalodus pannonicus, Megalodus hoernesi, Megalodus negativus, Megalodus lineatus, Megalodus elegans*). Dank szerint (Csákberény, Horogvölgy) ezenkívül a jellegzetes nóri *Gonodon, Myophoria, Zygopleura* alakok találhatók. Gazdag faunájú dolomitrétegeket ismerünk Felsőgallától délre, Felsőcsákány puszta mellett, Vigh Gyula ismertetése szerint 330°/20° dűlésben. A 15 m vastagságban föltárt rétegekben alul pados tömött gyroporellás, majd vékonyréteges sűrű likacsos, világosbarna dolomit, fölötte Myophoriákat, egyéb kagylókat és apró *Megalodus*-féléket tartalmazó réteg, végül 3—4 m vastag tömött dolomit nagy *Megalodus*-félékkel mutatkozott. A mélyebb rétegekben a *Myophoria*-, magasabban a *Megalodus*-félék kőzetalkotó mennyisége jellemző. Összesített faunája Vigh fölsorolása szerint: *Anodontophora* sp., *Myophoria laevigata, Myophoria inaequicostata, Myophoria* cf. *chenopus, Myophoria* cf. *picta, Myophoria* cf. *caroli rivai, Myophoria woehrmanni, Megalodus complanatus, Megalodus hoernesi, Megalodus amplus, Schafhäutlia* sp., *Pleuromya infida, Pleuromya* div. sp. ind., *Arcomya, Gervilleia, Pinna, Mysidioptera woehrmanni, Mysidioptera marginata, Placunopsis alta, Myoconcha* cf. *bassanii, Worthenia escheri, Worthenia subgranulata, Loxonema* sp., *Anoptychia* cf. *villata, Promathildia saxorum*. Kutassy Endre erről a faunalelőhelyről főként a *Megalodus*-félék jelentőségét emelte ki, az említetteken kívül *Megalodus amplus, Megalodus hungaricus* új fajokkal s a *Megalodus gümbeli* új változatával.

II. táblázat

A Vérteshegység triász kifejlődései

(VÉGH S.-NÉ—ORAVECZ J. nyomán, 1959)

Kor	Összlet	Kifejlődés	
Nóri emelet	Fehér, sárgás mészkő, vékonysávos, bitumenes—márgás—dolomitos mészkő és fehér, kristályos meszes dolomitközbetelepülésekkel, zöld agyagcsík nyomokkal	Mészkő Dolomitos mészkő	Dachsteini mészkő
	Fehéres, világosbarna, tömött, néha szemcsés dolomit, hullámos—sávos, likacsos és tömött, szívós dolomitközbetelepülésekkel	Dolomit	Fődolomit
	Vörös, likacsos, sávos, tömött, barna, kemény padokkal váltakozó dolomit, alárendelten szemcsés dolomitközbetelepülésekkel *(Myophoria)*		
	Világos és sötétebb barna, tömött, kemény dolomit, alárendelten világosbarna, likacsos—sávos dolomitközbetelepülésekkel *(Myophoria)*		
	Világosbarna, tömött és likacsos—sávos, vastagpados dolomit, gazdag megaloduszos faunával		
Karni emelet	Sötétbarna, tömött dolomit, kristályos padok váltakozásával *(Mollusca* nyomok)		
	Fehér, durvakristályos és simatörésű dolomit, felfelé világosbarna kristályos és szürke, tömött, sávos, átmeneti rétegekkel (apró *Megalodus)*		
	Sötét, lilásbarna lemezes dolomit, lilás, finomsávos és barna, tömött, dolomit váltakozással (szervesmaradványokkal)		
	Tűzköves dolomit		
	Bitumenes mészkő, mészmárga (faunanyomok)	Mészkő	Raibli kifejlődés
Ladini	Fehér kristályos, mészalgás dolomit	Dolomit	

VIGH a faunában levő sok karni alak alapján a rétegösszlet korát a nóri emelet alsó részében jelöli meg. Ez a megállapítás a további üledékföldtani vizsgálatokkal csak annyiban módosulhat, hogy még a karni emelet jelenlétét (myophoriás szint) is föltételezhetjük. Erre utal az a tény, hogy a csákberényi Horogvölgyben is megtalálható likacsos, vékonyréteges dolomit fölött következő nóri dolomit más *Megalodus* faunát tartalmaz.

A nóri fődolomit a Vérteshegység északnyugati és északi részén, fokozatosan közbeiktatódó mészkőrétegekkel, átmegy a dachsteini mészkőösszletbe, amely 1,5—2 km kiterjedésben mutatkozik. Ez a mindvégig közbetelepült dolomitrétegeket tartalmazó mészkőösszlet fehér, sárgásfehér vagy világosszürke, tömött, többnyire vastagpados sokszor alig rétegezett, tömbös—rögös alakulat. A közbetelepült dolomitrétegek sárgák, vékonylemezesek, sávosak, finom rétegezettségűek. Ezeket TAEGER a belőlük kikerült *Megalodus* cf.

tofanae var. *gryphoides* alapján a raeti emeletbe sorolta. Újabb vizsgálataink szerint ez a még nóri emeletbe tartozó dolomitos mészkőösszlet a Vértseshegységből átmegy a Gerecsehegység vonulatába is, ahol VÉGH SÁNDORNÉ részletes üledékkifejlődési tagolása szerint fölfelé, a dolomit kimaradásával, dachsteini mészkő képviseli a raeti emeletet. Ez a zárótag a Vértseshegységben hiányzik, úgyhogy itt a felszínen kisebb mértékben a ladini és karni, nagyobb mértékben a nóri emelet mutatkozik dolomit és átmeneti dolomit—dachsteini mészkőkifejlődésben.

A Vértseshegység déli előterében, Csákvár határában lemélyített fúrásban a miocén medenceüledékek alatt 456 m mélységben az alsóverfeni vörös, agyagos—palás homokkőrétegek jelenlétét állapítottuk meg. Tovább keletre, Bicskétől délre, közvetlenül a pannóniai rétegek alatt már 87 m mélységben elérték a verfeni rétegösszlet valószínű középsőkampili rétegeit és 174 méterben az esetleg szeizi vörös, agyagos homokkövet is. Ettől délre, a Velencei hegység északi szegélyén a permi konglomerátum maradványait találtuk. A Vértseshegység déli előterében tehát a balatonfelvidéki triász sorozathoz hasonló triász rétegsor várható, ami egyben bizonyítja a vértseshegységi és a bakonyi triász kifejlődés azonos voltát is (II. táblázat).

A Gerecsehegység

A Gerecsehegység nyugaton a Kisalföldre nyíló Tatabányai medencével határolódik el a Vértseshegységtől, amelynek északkeleti előhegyei a Bicske—komáromi vasútvonallal kelet felé csak mesterségesen határolódnak. A Bicskei öböl délkelet felé összekötő a két hegységrész között. A Szár—Felsőgalla közötti szakasz a triász képződmények folytatását jelzi a nóri, átmeneti dolomitos dachsteini mészkőig terjedően. Kelet felé, a Gerecsehegység hasonló módon harmadidőszaki öblökkel és medencerészekkel elkülönített hegyrögökkel megy át a Pilis—Budai hegységrészbe.

A Gerecsehegység mezozóos alaphegység tagjai legnagyobb részt triász képződmények, amelyek a föntebbiek szerint a Vértseshegység folytatásaként a felsőtriászba tartoznak. A triász összletben csak a fődolomit és a dachsteini mészkőkifejlődés van felszínen. Tagolását VIGH részlettanulmányaiból, majd VÉGHNÉ összefoglaló üledékföldtani munkájából ismerjük. Ezek szerint a Szár és Bicske körüli délnyugati (Szerdik, Óbarok) és a Bicske—zsámbéki medence és a Gyermely körüli (Vöröshegy) rögökben világosbarna, néhol vöröses, tömött vagy likacsos, réteges—pados diploporás dolomit, a jellemző *Myophoriopsis lineata* és *Myophoria inaequicostata* alakokkal, a karni emelet felső részébe tartozik.

Észak felé, a dolomitösszlet felsőbb részében tömött, majd apró likacsos—sejtes—sávos—réteges, sárgásbarna dolomit van, mely helyenként *Myophoria inaequicostata*, kistermetű *Megalodus complanatus*, *Megalodus böckhi*, *Megalodus hoernesi*, *Worthenia* sp., *Purpuroidea taramellii* faunaelemeket tartalmaz. Ez a nóri emelet alsó tagozatába sorolható, s a Vértseshegység és a Gerecsehegység határán, Szár község területén említett felsőcsákányi gazdag faunájú dolomitrétegekkel azonos.

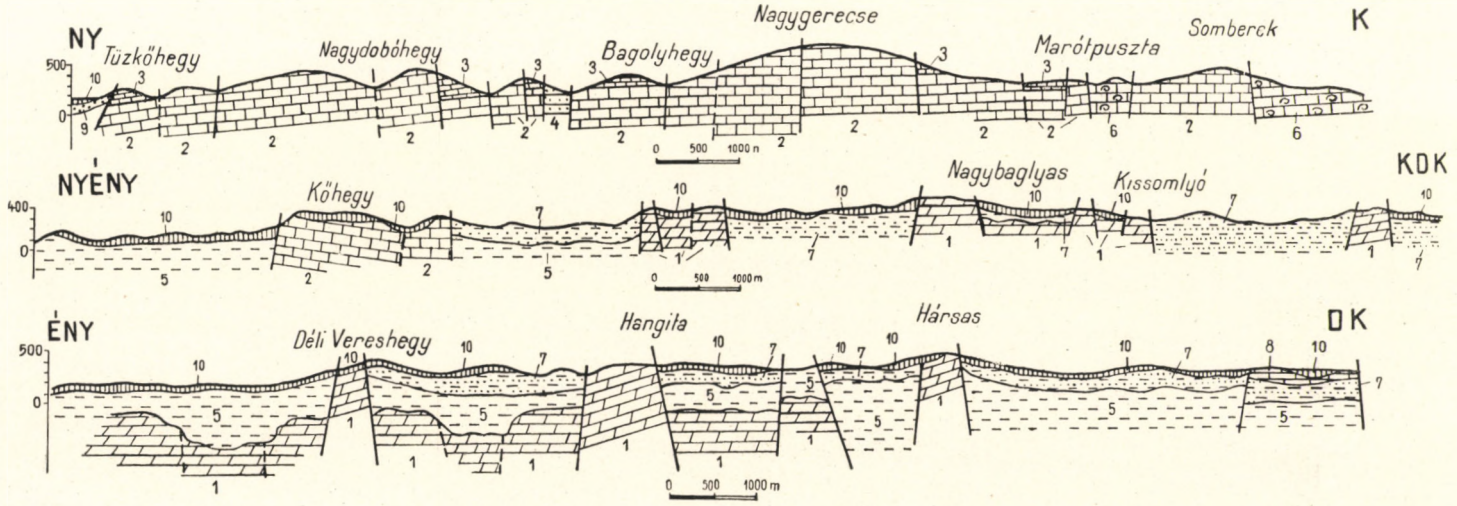
A nóri emelet középső tagozatául vehetjük a Gerecsében legjellegzetesebben megismert, üledékföldtanilag tanulmányozott, fölfelé elhatárolatlan mészkőközbetelepüléses dolomit sorozatot. Ennek déli határa VIGH szerint Felsőgalla—Kirva közötti vonallal jelölhető. A tatabányai (Felsőgalla) hatalmas kőfejtőben nagyon jól észlelhető ez a mészkő- és dolomitváltakozás, 30—40%-os dolomit és dolomitmárga közbetelepülésekkel. Ennek az átmeneti

tagozatnak alsó részében a dolomit túlsúlyban van, gyéren közbetelepült meszes dolomittal és dolomitos mészkővel; középső részében a mészkő és dolomit egyenlő arányban mutatkozik; felső részében a mészkő túlsúlyával találkozunk. A dolomit fehér, néha sárgás, tömött szövetű, rideg, néha márgás jellegű, világosszürke és fehéren sávozott, egyenetlen rétegfelületű. Néha élesen határolódik a mészkő felé, máskor fokozatosan, sávos váltakozással vagy szabálytalan elhatárolatlansággal megy át a mészkőbe. A mészkő is szemcsés vagy tömöttebb szövetű. Ennek a nóri emeletbe tartozó átmeneti összletnek felsőbb tagozatában világosszürke vagy szürkészöld agyagzsinórok és vékony agyagréteges közbetelepülések észlelhetők. Ezzel kapcsolatban a rétegközökben jellegzetes kioldódásos egyenetlenségek, szabálytalan hullámos felületek mutatkoznak. Ezek kíséretében autigén-breccsiás részletek, zárványok és kovásodások is észlelhetők. A rétegösszletnek ebben a felsőbb tagozatában a dolomitrétegek a vastagpados mészkőben, többnyire már csak vékony, lemezes közbetelepülések, helyenként szürke színűek és bitumenesek is.

Szervesmaradványok közül Vigh a Gerecséről *Worthenia escheri*, a Szénahegyről *Megalodus seccoi*, *Megalodus gümbeli* és *Megalodus böckhi* alakokat említ a magasabb tagozatból. A Sárisáp—Epöl közötti Babál-rögökben megaloduszos padok vannak.

Ez a teljes egészében nóri emeletbe tartozó, átmeneti dolomitmészkőösszlet, Végh Sándorné részletes tanulmányai szerint, különleges üledékképződési viszonyokat jelez. Az egész nóri összlet csaknem kizárólag vegyi üledék, a dolomit is kétségtelenül elsődleges kicsapódásból eredő mésziszap diagenetikus átalakulásával keletkezett. A III. táblázatban részletezett dolomit, mészkő, dolomitos mészkő, dolomitmárga és zöldagyag váltakozását, szintek szerinti eloszlásban, eddig még megállapítani nem lehetett. Figyelemre méltó, hogy a különböző dolomit- és mészkőfajták oldási maradékai lényegében azonos ásványokat tartalmaznak, jelentéktelen mennyiségben és nagyon finom szemcsetöredékekkel. Fölismerhető ásványok közül leggyakoribb a földpát és a kvarc, gyérebben gipsz, hidrohematit, korund, turmalin, gránát, cirkon, spinell, valamennyi dolomit, dolomitos mészkő, nóri vagy raeti mészkő vagy zöldagyagos mészkő fajtában, lényegében azonos ásványokkal. A dachsteini mészkő egyik kristályos szövetű padjában víztiszta autigén kvarc is volt; terrigén anyag alig van benne. A vegyi jellegű mészkő- és dolomitkiválást a nóri összlet mészkő túlsúlyával jelzett felső részében több, néhány millimétertől 2—3 centiméterig változó vastagságú zöld, szürkészöld vagy sárgásszürke, helyenként vékony leveles—pikkelyes lágy agyag, meszes agyag vagy keményebb mészmárga szakítja meg. Ezek az agyagrétegek jól nyomozhatók a Dorog—tokodi altáróban, a mészkőrétegek 0,1—1,5 m távolságú rétegközeiben, 3—4 jellegzetes zsinórban. Megtalálhatók azonban minden külszíni nagyobb föltárásban (Nagysomlyó, Bajót, Dorog, Kesztölc, Leányvár, Bajna körül), tehát általános elterjedésű, jellegzetes üledékképződést képviselnek. Említve vannak az irodalomban is (Schréter, Vigh) részletesebb jellemzés nélkül. Az agyagsávok a dachsteini mészkőrétegek között diszkontinuitásos alsó—felső határfelülettel észlelhetők, korróziós jellegű, egyenetlen mészkőhatárokkal; kétségtelen szingenetikus üledékképződési folyamat a mészkőképződés megszakításával. A lágyabb zöldagyag pelites finomságú, egy százalékon aluli iszapolási maradékában agyagásványokon kívül kevés limonit, pirit, markazit, kvarc, kalcit és gipsz epigén ásványok, továbbá ritka magnetit, glaukonit és klorit volt észlelhető. Az agyag vegyi összetétele, Grassely Gyula elemzése szerint; 45,07% SiO_2, 4,84% Fe_2O_3, 24,15% Al_2O_3, 1,07% TiO_2, 1,41% FeO, 2,40% CaO, 5,00% MgO, 0,01% MnO, 4,97% H_2O, 5,35% $H_2O^+ + CO_2$, 5,85% K_2O és P_2O_5 nyom. Ilyen határozottan agyag jellegű részeken kívül vannak meszes agyag, agyagmárga, sőt mészmárgás anyagúak is. Szervesmaradványok ritkák, eddig csak a dorogi altáró néhány helyéről Foraminiferák (*Nodosaria*, *Lingulina* s leggyakrabban a *Triasina hantkeni* Majzon, innen leírt jellemző alak), néhány *Ostracoda* és apró halfog került elő. A triaszinás minta anyaga Mauritz Béla vizsgálata szerint 72,7% karbonát, a többi zöldes, kettős fénytörésű kloritos anyag (1,550 fénytöréssel).

A „zöldagyag" határán, a mészkő diszkontinuitásos részein, helyenként kovás, radioláriás sávok, sávos dolomit, apró tűzkő, dolomit és sötétszürke mészkő törmelékből



26. ábra. A Gerecsehegység szerkezeti szelvénye (VÉGH S.-NÉ szerint)

álló autigén breccsiás nyomok is mutatkoznak. Az agyagásványos részek illitnek, a dorogi Kőszikla nagy kőfejtőjéből, a raeti emeletbe sorolt mészkőösszletből származó mintában montmorillonitnak bizonyultak (90. o.). Eddigi vizsgálati adataink valószínűvé teszik, hogy a zöldagyagközbetelepülések durvább terrigén anyag nélküli finomszemű anyaga eolikus úton juthatott a triász nyílt sekélytengeri részeibe, ahol jelentős halmirolitikus folyamatokkal ülepedett le. Amennyiben ez az elgondolás a folyamatban levő további vizsgálatokkal beigazolható lesz, úgy a „zöldagyag" származását távoli vulkánok messzeszálló finom porhullásával magyarázhatnánk. Ezzel érthetővé válik a „zöldagyag" általános elterjedése, többször megismétlődő, nem szintálló volta is.

Fölvetődik ezzel kapcsolatban a dachsteini mészkő- és dolomitrétegek közé települt, halmirolitos zöldagyag anyagának időszakos hideg tengeráramlások útján szállítása is. Hummel a Déli Alpok kétségtelenül tengeralatti augitporfirit kitöréséből származó lávaárakkal és pszeudoagglomerátummal kapcsolatos „zöldföld" klasszikus halmirolitos elváltozását mutatta ki. Ez vulkáni utóhatással kapcsolódó tengeralatti zöldásványosodás. A zöldagyag a porfirit és az üledék határán foglal helyet, de anyaga megtalálható a ladini dolomitban és a mészkőben is. Nincs kizárva az a lehetőség, hogy a gerecsei—pilisi felsőtriász dolomitban és különösen a dachsteini mészkőösszletben levő pelites közbetelepülések a megelőző hasonló keletkezésű anyagok vízalatti elmosásból és áramlásokkal történt továbbsodrásából (derepció) erednek.

A jellegzetes „zöldagyag" rétegeket mindeddig a Gerecsehegység és a Pilishegység felsőnóri dolomitos dachsteini mészkőösszletben, a dorogi raeti dachsteini mészkőig bezárólag ismertük. Vigh a dorogi Kőszikla dachsteini mészkőösszletében a raeti emelet alsó határát a legfelső zöldagyagréteggel jelöli meg. Hasonló agyagzsinórok vannak még a fölötte következő nagy megaloduszos raeti mészkőrétegek között is, úgyhogy ez az elhatárolási kérdés még további vizsgálatot igényel. Újabban ugyanis hasonló „zöldagyag" betelepülést tártak föl a pilisvörösvári raibli dolomitrétegekben is (90. o.).

További vizsgálatainkban figyelemre méltó és föntebbi üledékföldtani megállapításainkat alátámasztja, hogy Kirchmayer 1957-ben megjelent tanulmányában hasonló „zöldagyag" rétegeket ismertetett az Északi Alpok nóri fődolomitösszletéből. Leírása szerint, nagyobb föltárásokban, szürke dolomitban 1,5 m rétegtávolságban két 1—20 cm változó vastagságú, szürkészöld, a határfelületen a dolomitot is megfestő, morzsásan törő, leveles, bitumenes agyagréteg észlelhető. A gerecseihez hasonlóan illites, sok pirit- és helyenként rózsaszínű kvarckristállyal, jellemző *Foraminifera* faunával *(Globigerina gordialis, Involutina liassica)*. A dolomitban *Miliolidae*-félék mutatkoznak. A rétegtani viszonyok és a fauna a nóri emeletet határozottan igazolják. A részletesen leírt Foraminiferák között *Triasina*-ra emlékeztető alakok is vannak. A Foraminiferák ökológiai vizsgálatából sekély, mozgatott melegvízi keletkezésre következtet. Ilyen keletkezési viszonyok aligha vonatkoztathatók a gerecsei nóri mészkőösszlet halmirolitos zöldagyagrétegeire.

A gerecsei nóri emeletbeli váltakozó dolomit- és dachsteini mészkőösszlet keletkezési viszonyainak és mélységének megállapításában új kérdések merülnek föl. Vigh Gyula szerint a Gerecsehegység területén korraligén eredetre utaló nyomok nincsenek. Fölismerhető mészalgák sem az alsóbb dolomitos, sem a felsőbb dachsteini mészkő jellegű összletben nincsenek. Az utóbbiban mutatkozó nóri jellegű *Megalodus* alakok kisebb termetűek, viszonylag vékonyabb héjúak is. Nyilvánvaló, hogy a gerecsei nórikum dolomit—mészkőösszlete is sekélytenger határain belül keletkezett nyilttengeri képződésű lehet. A bakonyi, kizárólagos nóri dolomitképződéssel szemben, lényeges üledékképződési különbséget jelent a Vértes- és Gerecsehegységben a mészkőképződés megindulása a nóri emelet középső részében és csaknem kizárólagossá válása a felsőnórikumban. A mészkiválás bősége tudvalevőleg a melegebb tengerek sajátja. Eddigi ismereteink szerint ehhez kapcsolódnak a gerecsei nóri faunaelemek is. Ugyanakkor a Bakonyban heteropikus fácies ként tiszta dolomitképződés folyik. Különböző szerkezeti egységekről itt nem lehet szó, mert a mészkőrétegek fokozatos közbeiktatásával, a dolomitképződés folyamatosan válik mészkőképződéssé. A területi közelség tekintetbevételével fölvetődik tehát a Gerecsehegység számításba jutó területén a triász tenger melegebb vizének lehetősége. Ez egyben a véleményünk szerint határozottan elsődleges dolomitkiválás viszonylag hidegebbvízű keletkezését jelentheti. A tengeralatti mészoldódás viszont hidegebb vízben történhetik, mai ismereteink szerint a mélyebb tenger hidegebb vízű övében. Ez a mélység semmi esetre sem vonatkoztatható a gerecsei nórikum dachsteini mészkőösszletére, amely csak sekélytengeri lehet. Magyarázatul marad tehát délről időszakonként betörő hidegvízű fenékáramlások föltevése, amivel kapcsolatosan időnként dolomitképződés, esetleg kioldódások keletkeztek. A fenékáramlások hatását igazolja a sekélytengeri jelleg is.

Ez a lehetőség, mint látni fogjuk, a triász végén, a liász elején mutatkozó üledékképződési jelenségekben is alátámasztást nyer.

Hasonló eredményre vezettek VÉGH SÁNDORNÉ részletes üledékföldtani elemzései is. A nóri emelet középső részében kezdődő dolomitmárga, márgásavos dolomit, dolomitos mészkő és mészkő váltakozásokkal fokozatos átmenet vezet az alsónóri dolomitból a felsőnóri, majd raeti dachsteini mészkőösszlet felé. Ezt a szakaszos üledékváltozást a dolomit- és a mészkőképződés közötti hőmérsékleti különbségre vezeti vissza, a dolomitképződés hidegebb vízű voltának föltételezésével. Szerinte ezt a hőmérsékletkülönbséget igazolják a mélyebb szintek dolomitrétegeinek kisebb termetű *Megalodus* alakjai, amelyek fölfelé nagyobb termetűekké, a raeti mészkőrétegekben pedig óriás méretűekké lesznek. Hőmérsékletkülönbségre utalhat a dolomitban a korallok hiánya, ami a dolomit eredeti vegyi képződése esetén nem írható az utólagos metaszomatózis rovására. Végül hőmérsékletkülönbségre utalhat a mészkőben gyakori oolitképződés, ami a dolomitban nem észlelhető.

Raeti emelet

A Gerecsehegység északi részén, az agyagrétegekkel, vékony dolomit- és dolomitmárgarétegekkel jelzett legfelsőnóri emeleti dachsteini mészkőösszlet fölött, egyes helyeken (Pócko, Asszonyhegy, Nagyemenkes, bajóti Öregkő, dorogi Nagykőszikla) 15—25 m vastag tiszta dachsteini mészkő következik, egyes mészkőpadokban *Megalodus*- és *Paramegalodus*-félék kőzetalkotó jelenlétével. Ezek a nagytermetű alakok *(Megalodus tofanae* var. *gryphoides, Megalodus damesi, Paramegalodus incisus* var. *cornuta)* FRECH nyomán VIGH szerint a raeti emeletre jellemzők. VÉGHNÉ üledékföldtani szintezése szerint a raeti emelet legfelső tagja világosszürke, oolitos, mészalgás, triaszinás, korallos, mészkő, alsó részén zöldes agyagsávokkal, *Paramegalodus eupalliatus, Paramegalodus incisus, Conchodus*-félékkel. A mészkő vékonycsiszolataiban Foraminiferák *(Nodosaria, Cristellaria, Lagena, Orbulina)*, egyes rétegekben pedig a mállott felületen is apró pontokként mutatkozó, MAJZONTÓL *Triasina* új nemzetségnek leírt porcelánhéjú alakok *(Triasina hantkeni)* nagy mennyiségben észlelhetők. Triaszinás mészkőrétegek vannak azonban a Dorog—tokodi altáró kétségtelenül mélyebb tagozatot jelző dachsteini mészkőösszletében is, ahonnan a közbetelepült „zöldagyag" rétegéből, mint említettük, kiiszapolható alakban kerültek elő (84. o.). A kérdés tisztázása részben a triaszinás rétegekben mutatkozó egyéb Foraminiferáknak az északalpi raeti és egyéb triász rétegekből közelmúltban leírt (KRISTAN, OBERHAUSER, 1957) Foraminifera faunával való részletes összehasonlításától, részben további települési—szerkezeti vizsgálatoktól várható. A felszíni föltárásokban több szintben észlelt, 0,1—20 mm egyenetlen vastagságú zöld meszes agyag iszapolt maradékában *Triasina* eddig sehol sem volt. A dorogi Nagykőszikla változó mésztartalmú (15—50% $CaCO_3$) meszes zöldagyag rétegeinek oldhatatlan maradéka csaknem egészen (99%) pelites agyagrészlegből áll (montmorillonit?). Eredeti állapotban apró, vékony mészlemezkéket és szivacsos szövetű pirites kovatörmeléket tartalmaz. Piriten kívül 0,1—0,5 mm szögletes kvarctörmelék és néhány turmalinszemcse volt észlelhető. HANTKEN dudari dachsteini mészkőcsiszolatai a Bakonyban is ez idő szerint a raeti emeletbe tartozásra utalnak.

A raeti dachsteini mészkő fedőjében az alsóliász legmélyebb rétegei települnek, legtöbbször egyenetlen dachsteini mészkőfelületen, gyakran a dachsteini mészkő hasadékaiba is behatolva, sőt a *Megalodus* héjak kioldott anyagának helyét vagy azok belsejét kitöltve (Tatai Kálváriadomb). Üledékképződés tekintetében fölmerül itt az a lehetőség, hogy ezt a dachsteini mészkőösszletet is a nóri emeletbe tartozónak vegyük, s a raeti emeletben, a triászvégi medence fokozatos elsekélyesedésével, rövidszakaszú kiemelkedést lássunk. Ezzel a liász üledékképződési viszonyok is magyarázhatóbbakká válnak.

III. táblázat

A Gerecsehegység triász összletének tagolódása

(VÉGH S.-NÉ nyomán, 1956)

Emelet	Összlet	Vastagság, m	Kifejlődés
Raeti	Világosszürke, oolitos, triaszinás mészkő, alsó részén zöldes agyagsávokkal *(Paramegalodus eupalliatus, Paramegalodus incisus, Conchodus)*	150—180	Mészkő
	Tömött, szürke, megaloduszos mészkő, márgás, gumós, mélyebb részén sávos, vöröses közbetelepülésekkel és zöldagyagcsíkokkal	80—100	
	Fehér, sárgásbarna, világosszürke mészkő, márgás padokkal *(Megalodus gümbeli)*	50	
Nóri	Fehér, tömött mészkő, fekete breccsiás részekkel, sárga vörös sávos padokkal, korallnyomokkal	10—15	Mészkő Dolomitmészkő Dolomitmárga Dolomit
	Fehér és sárgás, tömött, néha gyengén kristályos mészkő, kalcitszemcsékkel, dolomitmárga-közbetelepülésekkel *(Megalodus complanatus, Megalodus böckhi)*	100—120	
	Fehér és sárgás dolomitos mészkő, márgasávos dolomitrétegekkel, zöldagyagsávokkal	100—150	
	Fehér mészkő, rózsaszínű kristályos mészkővel	80	
	Fehér és sárgásbarna, szívós, kemény dolomit	30—50	Dolomit
	Fehér és világosbarna, szemcsés dolomit, hullámos sávos dolomitrétegekkel	60—100	
	Világosbarna, tömött, helyenként likacsos dolomit *(Megalodus paronai)*	40—50	
Karni	Világosbarna, helyenként vöröses, tömött és likacsos myophoriás dolomit, alsó részében sötétebb, kovás padokkal	260—300	

Végeredményben a Gerecsehegység felszínen észlelhető triász összletében a bakonyi kifejlődéssel szemben némi fácieseltérés mutatkozik. Ez elsősorban a fődolomitnak a karni—nóri emeletre terjedő voltában, tehát az általános dolomitképződésnek vagy a dolomitképződés általánossá válásának koraibb bekövetkezését jelenti. Ezenkívül a nóri emeletben beálló s nagyobb részt arra szorítkozó dachsteini mészkőkifejlődés is korábban indult, s a bakonyi fődolomit fácieseként mutatkozik. Amennyire a feltárási viszonyok látni engedik, a Vérteshegység triász kifejlődése a gerecseivel teljesen egyezik. A dachsteini mészkőkifejlődésben csak a nóri emelet van képviselve. A fődolomit alján levő karni pikkelyekben a mélyebb márgás mészkőkifejlődés is jelentkezik. A Bakonyban a dolomitkifejlődés helyenként a raeti emeletbeli kösszeni rétegekig kiterjed. A raeti emeleti kifejlődések rétegtani helyzete azonban ID. LÓCZY és LACZKÓ szerint is még további tisztázást igényel.

A Vértesheggység északnyugati oldalán, az oligocén—eocén fedőhegységtagok alatt, jura szigetek (Vértessomló) és összefüggő kréta összlet (Mór—Pusztavám—Oroszlán) húzódik. Az Átalér nyugati oldalán, Bokodon s a legújabb fúrások szerint Dadon ismét dachsteini mészkővonulat van a medencealjzatban. Mintha itt is az Északi Bakonyban megállapított szineklizis településsel egyező ellenszárny volna. A Gerecsehegység északi előterében a Duna vonala nagy letörést jelez, azon túl a kisalföldi medencealjzatban Tokodtól északra, a Duna szlovákiai oldalán, Ebes község határában is elérték a dachsteini alaphegységet 350 m körüli mélységben, kiemelt rögként, mert az ottani helembai, régi 500 m mélységű fúrás csak felsőoligocénben maradt. Észak felé a triász, sőt mezozóos alaphegységtagok még valameddig várhatók, de az andezitvulkánosság területe már valószínű határt jelent a kisalföldi kristályos vonulat és a mezozóos rétegek között.

A Pilishegység és a Budai hegységrész

A Gerecsehegység triász alaphegységrögeit kelet felé a Dorog—tokodi medencerészig, délen a Zsámbék—tinnyei medencével határoltan, a Kesztőlc—esztergomi medenceperemmel kezdődően, a Pilishegység vonulatában szigetrögökkel összefüggően nyomozhatjuk. Délen, Piliscsaba—Pilisvörösvár vonalában, az esztergomi vasútvonal mentén, hasonlóképpen a Budai hegység felé folytatódóan változatlan kifejlődésben találjuk. Mindkét tagozatban a ladini emelettel kezdődő karni—nóri fődolomittal és nóri dachsteini mészkővel van képviselve. A Pilishegység-tagban a karni emelettől kezdve a mészkőkifejlődés uralkodó, s megvan a raeti emelet kösszeni rétegösszlete is.

A Pilishegység vonulatában Schafarzik 1883-beli rövid jelentése óta többszöri térképezési munkálatok voltak megfelelő irodalmi közlés nélkül. Fölépítésében a diploporás dolomit a legmélyebb triász tag, jól rétegzett tömött kőzet, a Vértesheggység és a Gerecsehegység hasonló képződményeivel egyezően a ladini emeletbe sorolható. A következő rétegtani tag a karni emelet világosszürke vagy sötétszürke kalciteres, bitumenes mészkő, a bakonyi felsőmárgacsoport alsó tagozatára, a füredi mészkőre emlékeztet, márgás rétegekkel is észlelhető szerves maradványok nélkül. A szaruköves márgás dolomit a karni emelet felső részét képviseli. A nóri emelet részben dolomit, részben a gerecsei átmeneti dachsteini mészkővel van képviselve, gyér szerves nyomokkal. A világosszürke mészkő Avicula contortás rétegekkel, ebben a hegységrészben, a raeti emeletbeli kösszeni rétegek egyedülálló kifejlődé-

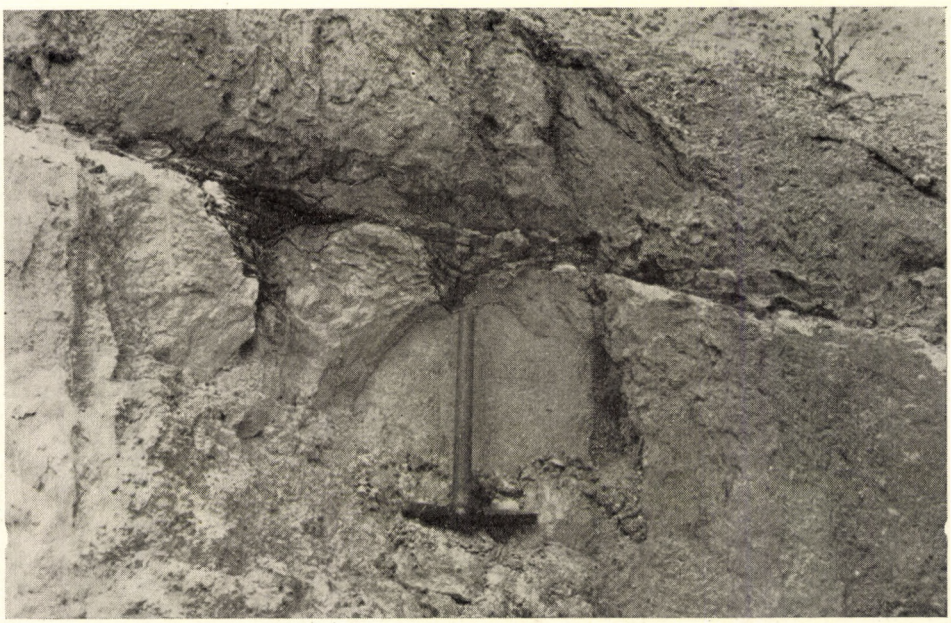


27. ábra. Lemezes, márgás karni mészkő, Pilisszentlélek (Cserepes völgy), (Pellérdyné felv.)

sét jelzi. Ezek a tagozatok törésekkel szabdalt rögtorlódással még részletes mérések szerinti szelvényezést igényelnek.

A szentléleki pataktól délre eső Fehérszikla—Kétágúhegy vonulatrészen a dachsteini mészkő felsőnóri tagozata vékony dolomitközbetelepülésekkel nyomozható, a gerincen reátelepült alsóliász mészkővel. Ennek települési viszonyai a dorogi Nagykőszikla viszonyaihoz hasonlók. A dachsteini mészkő raeti tagozatának itteni jelenléte még bizonyításra vár. A pilismaróti fúrás rétegszelvénye a korallos—aviculás raeti mészkő alatt érte el a dachsteini mészkövet, amely itt valószínűleg nóri emeletbe tehető.

A Pilisvonulat triász kifejlődését dél felé, Csév—Leányvár—Nagysomlyó triász rögeiben a nóri emelet dolomitrétegekkel váltakozó dachsteini mészkő átmeneti tagozatá-



28. ábra. Zöldagyagbetelepülés fődolomitban, Piliscsaba

val, a Piliscsaba—Pilisvörösvár—Nagyszénás vonulatának ladini emeletet képviselő diploporás dolomit- és a karni emelet raibli dolomitkifejlődéséig nyomozhatjuk. Ez a dolomitösszlet a Budai hegységszakasz területének triász kifejlődésével folytonos kapcsolatot szolgáltat. Ezt a gerecsehegységi és pilisi triász kifejlődési azonosságot igazolják a Pilisvörösvár és Nagykovácsi körüli dolomit- és mészkőösszletekben újabban fölismert szürkészöld agyagközbetelepülések is. A pilisvörösvári nagy porlódó, raibli dolomitföltárásban észlelt zöldagyagréteg anyaga Bárdossy Györgyné vizsgálata szerint uralkodóan illit, alárendelten montmorillonit. Az 5—15 cm egyenetlen vastagságú zöldagyagban borsó—diónagyságú kaolinit zárványok vannak. Ugyancsak 2—3 mm vékony kaolinit vonja be a dolomit réteghatárt is a zöldagyag alján és felső határán. Az agyag 97,5 százaléka pelites, a többi 0,1—0,8 mm szemnagyságú dolomittörmelék, barna limonit, nagyon kevés víztiszta szögletes kvarc, néhány muszkovitpikkely és halványzöld klorit. Karbonáttartalom 1,2%. Szervesmaradvány nincs.

A Budai hegységben a triász a mezozóos alaphegység kizárólagos tagja, több, nagyjában északnyugat—délkeleti vonulatban egymásratorlódott pikkelyt formál. Összetételében a ladini—karni és nóri emelet van

képviselve, alsó részében dolomittal, a nóri tagozatban tiszta dachsteini mészkővel. A magyar földtani irodalom előidejéből származó alapvető tanulmányokban HOFMANN klasszikus szelvénye és leírása nóri emeletbe sorolt fődolomitot és raeti dachsteini mészkövet különböztetett meg. A három évtized óta megindult újravizsgálatokban SCHRÉTER az óbudai és szépvölgyi karni emeletet, VADÁSZ a dachsteini mészkő nórikumba tartozását, VIGH és KUTASSY pedig különböző szintekre tagolást állapítottak meg, amit HORUSITZKY figyelemre méltó, korszerű szerkezeti elemzéssel továbbfejlesztett. Ezek nagyvonalú egységesítésével a Budai hegység triász tagozata a következő módon alakul.



29. ábra. A Mátyáshegy gyüredezett triász részlete, a peremi törés mentén diszkordáns településű eocén rétegekkel, Budapest (ORAVECZ J. felv.)

Ladini emelet

VÍGH GYULA a Budai hegységben legmélyebb triász tagnak tartja a Mátyáshegy nyugati oldalán, a Pálvölgyben kibukkanó szürkés, tömött, tűzköves, bitumenes pados—táblás mészkövet, amely folytatólag a Viharhegyen, a Hármashatárhegy keleti oldalán, a hidegkúti Csúcshegyen is nyomozható. Szervesmaradványokat ritkán észlelhető kovaszivacstűkön kívül, nem tartalmaz. Ez a kifejlődés megtalálható Nagykovácsiban a Nagyszénás déli oldalán is, láthatólag a diploporás dolomit fekvőjében, szegélytörés mentén mutatkozó kisebb-nagyobb abráziós rögökben. Régebbi irodalmunk ezt BÖCKH JÁNOS kőzettani azonosítása szerint a „füredi mészkő" felső részének tekintette (*Trachyceras aonoides* szint). Fölötte mindenütt a nehezen tagol-

ható és a legújabb megismerések szerinti szintek nyomán szétkülöníthető dolomitösszlet következik. Ebben a dolomitban Vígh a budai II. kerületi „Apáti sziklárol" *Waldheimia stachei, Amphiclinodonta suessi* és „globosus" *Ammonites*-féléket gyűjtött. Ezenkívül *Diplopora*-félék és korallnyomok, csigák és apró *Ammonites*-félék is találhatók. Ezen az alapon a dolomitnak ez a része a ladini emelet felső részébe sorolható. Ide tartozik a Nagyszénás és a Csiki hegyek diploporás dolomitvonulata is.

Karni emelet

Kifejlődését a Budai hegységben dolomitösszlet képviseli, amelyet Vígh három megkülönböztethető részre tagolt. Alsó része egynemű dolomit *Spiriferina evanescens, Cruratula, Megalodus triqueter, Megalodus carinthiacus* alakokkal (Kisgellérthegy, Sashegy), középső része szaruköves dolomit *Lingula tenuissima* és *Alectryonia montis caprilis* nyomokkal (Ördögorom, Hármashatárhegy), a felső része márgás dolomit *Koninckina tellerivel* (Sashegy). Ebben a tagolódásban a szaruköves dolomit csak a Budai hegység déli részén található, gyakran nem jól rétegezett összlet. Ebben a dolomitösszletben mutatkoznak jól körülhatárolt helyeken a porlódott dolomitrészletek, amelyek keletkezésével több irodalmi adatunk foglalkozik. A porlódást részben hévforráshatással, újabban a dolomit szöveti alkatában fölmelegedésből következő aragonit—kalcitváltozással magyarázzák (Jakucs László). Utólagos elváltozás tehát, ami azonban a dolomitképződés eredeti szöveti állapotától függ.

Faunisztikai alapon, Kutassy a Budapest vidéki triász vizsgálatában arra az eredményre jutott, hogy a karni emelet felső része a Máriaremete—nagykovácsi vonulat dachsteini mészkőkifejlődésében faunaelemek alapján kimutatható. A remetehegyi és fazekashegyi dachsteini mészkő különösképpen porlódó részében fészkekben és lencsékben mutatkozott gazdag faunában, szerinte a nóri emeletre jellemző csigafaunán kívül, megkülönböztethető karni jellegű cephalopodás lencse volt. Ebből a „cephalopodás lencséből" *Stephanocosmia dolomitica, Kokeniella pálfyi, Delphinulopsis triadica, Purpurina minima* csigákon kívül, *Thisbites glaseri, Styrites collegialis, Clionites pseudonodosus, Placites* cf. *placodes, Placites myophorus, Megaphyllites jarbas, Margarites* sp., *Joannites* cf. *diffissus, Monophyllites* sp., *Arcestes tomostomus, Arcestes decipiens, Arcestes* cf. *tacitus, Discotropites sengeli, Discotropites* cf. *sandlingensis, Cladiscites* cf. *neortus, Orthoceras* div. sp., *Orthoceras nodosum, Cephalopoda*-féléket írta le. Ebben a faunában a karni emelet *Tropites subbullatus* szintjét az *Arcestes decipiens, Arcestes tomostomus, Placites placodes*; a *Trachyceras aonoides* szintet a *Megaphyllites jarbas, Thisbites glaseri, Styrites collegialis* jelzik. Ugyanakkor, a *Placites myophorus* és *Cladiscites neortus* a nóri emelet alját jelenti. Ebből, mintegy középarányosként, a karni emelet felső részének jelenlétére következtet. Ennek a kormegállapításnak következményeként Kutassy a máriaremetei Fazekashegy krétaszerű, laza, porlódó dachsteini mészkövét a felsőkarni fődolomit heteropikus fáciesének minősíti.

E megállapítás nemcsak a Budai hegység rétegtani tagolódásában, hanem a Dunántúli Magyar Középhegység eddig ismert triász kifejlődésében is elszigetelt, új jelenség volna. Rétegtani jelentőségén túlmenően, a még folyamatban levő hegységszerkezeti vizsgálatok tekintetében is fontos. Mint ennek a gazdag faunának első fölismerője, begyűjtője és földolgozója, Kutassy meghatározásainak helyességét elismerve, reá kell mutatni arra, hogy ennek a „cephalopodás lencsének" megkülönböztetése és Kutassytól is kétségtelenül nóri emeletbe helyezett gazdag faunától való elkülönítése a mészkőösszleten belül nem volt lehetséges. Ezek a faunaelemek nem együttesen, különálló lencsében mutatkoztak, hanem a többi faunaelemmel vegyesen, szétszórtan voltak találhatók. A fauna vegyes jellegét mutatják a nóri emeletre jellemző csigák *(Stephanocosmia dolomitica)* és *Ammonites*-félék is. Ez magában véve nem zárja ki a mélyebb szintbe tartozást, de területünkön belül semmiképpen sem jelenti a dachsteini mészkőnek a dolomit heteropikus fácieseként történő megítélését. Láttuk ugyanis, hogy a Vérteshegységben és a Gerecsehegységben, a karni emeletet is magában foglaló nóri fődolomit a mészkőpadok

közbeiktatódásával fokozatosan megy át a nóri dachsteini mészkőbe. Ezt a fokozatosságot nyomozhatjuk a Pilisvonulat délnyugati részén, Kesztölc—Csév—Piliscsaba között. Elfogadva a faunaelemek idősebb korát, ez azt jelenti, hogy a dachsteini mészkőképződés a Budai hegységben a Nagyszénás—Nagykovácsi—Máriaremete vonulatban korábban kezdődött, a dolomitképződés átmenet nélküli, hirtelen megszűnésével. Valóban, itt a dolomit és mészkő átmeneti összletnek nyoma sincs. A kérdést ebben az alakjában még nem tartottuk lezárhatónak. Góczán Ferenc újmódszerű, alapvető összehasonlító, kritikai fauna újravizsgálata nyomán kitűnt, hogy a karni faunaelemek nem találhatók külön rétegszintben, hanem a jellegzetes nóri csigákkal együttesben mutatkoznak. A korkérdést tehát nem az idősebb faunaelemek határozzák meg, hanem az azokkal együtt található fiatalabb nóri elemek. Ezek szerint a Fazekashegy alsó rétegei a középső-, esetleg alsónóri emeletbe tartoznak.

Nóri emelet

A Budai hegység területén egészben véve csak jellegzetes dachsteini mészkőkifejlődésben mutatkozik. A dolomithoz való viszonya a Budai hegységben tisztázatlan. Ahol közvetlen kapcsolatban észlelhető, kétségtelenül a karni dolomitra következik. Legtöbbször azonban törésvonalon érintkezik vele. Tiszta fehér vagy kissé sárgás tömött mészkő, igen csekély oldhatatlan maradékkal, amiben kevés víztiszta kvarc (epigén és allotigén), limonit, pirit, turmalin, muszkovit észlelhető igen finom szemekben. Kora a legrégibb leírások szerint raeti emelet, míg a négy évtized előtt talált, azóta többszöri gyűjtésekkel gyarapított gazdag máriaremetei fauna alapján nóri emeletbelinek bizonyult. Ez a nagyjelentőségű fauna szivacstűkön és gyakori korallnyomokon kívül kagylókat, uralkodó mennyiségben csigákat és *Cephalopoda*-féléket *(Orthoceras, Arcestes, Placites, Rhabdoceras suessi)* tartalmaz.

A Vadász által meghatározott, valamint Kutassy által leírt fauna, Góczán újravizsgálata szerint, 78 csigafajból áll, melyek közül a következő jellegzetes alakok vannak: *Worthenia contabulata, Worthenia ornata, Hungariella pappi, Hungariella spinosa, Hungariella stredae, Neritopsis armata* var. *obliqua, Platychilina maior, Angularia hungarica, Purpuroidea excelsior, Purpuroidea nassaeformis, Turritella saxorum, Stephanocosmia (Tyrsoecus) dolomitica, Pseudomelania (Oonia) gappi.*

Ezek közül a *Hungariella stredae, Platychilina maior, Hungariella pappi, Angularia hungarica* és a *Pseudomelania (Oonia) gappi* a felsőnórikumban induló fajok.

A Cephalopodák közül a *Rhabdoceras suessi* jellegzetes nóri alak, és ehhez csatlakozik a Kutassy-féle „cephalopodás lencse" említett többi tagja is.

Régebbi megállapításunk szerint a csigafauna ezino jellegű, sok raibli és kasszián vonással. A *Rhabdoceras suessi* azonban kizárólagos nóri alak. Az egész faunában egyetlen raeti emeletbeli alak sincs. Góczán faunisztikai újravizsgálata a Budai hegység dachsteini mészkőösszletét középső—felsőnóri korúnak minősíti ; esetleg az egész nóri emelet is képviselve van.

A nóri dachsteini mészkővel a Budai hegység triász sorozata s egyben mezozóos alaphegysége rétegtanilag lezárul. Raeti emeletbe tartozó rétegtagok nincsenek. Fiatalabb, jura- vagy krétabeli képződmények is hiányoznak. Ilyenek még lepusztított nyomokban sem találhatók, holott az eocén alapkonglomerátumban a triász képződmények a felszínen csak egyes részeken, kisebb rögökben mutatkozó, idősebb tagozatainak kavicsai sűrűn találhatók. A triász végén tehát a Budai hegység területe egészen kiemelkedett, s az eocén elejéig szárazföld volt. A triász üledékképződés a ladini emelettől kezdve mindvégig változatlanul karbonátos vegyi üledékekből alakult. A nóri emeletig

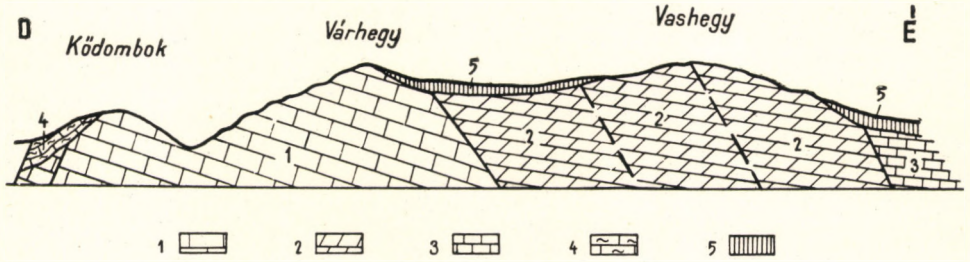
IV. táblázat

A Budai és a Pilisvonulatok felszíni triász kifejlődései

	Emelet	Öv-szint	Budai egység	Nagykovácsi, Nagyszénás, Remetehegy	Pilis	Duna-balparti rögvidék
Felső	Raeti	*Avicula contorta*			Világosszürke és fehér aviculás mészkő (kösszeni rétegek)	
	Nóri	*Worthenia solitaria*	Korallos, halorellás dolomit *(Monotis salinaria)*	Dachsteini mészkő gazdag faunával	Dolomitos dachsteini mészkő	Dolomitos dachsteini mészkő (Naszály, Nézsa, Romhány)
	Karni	*Tropites subbullatus*	Sárgás, lemezes dolomit *(Koninckina telleri)*			
			Szaruköves dolomit *(Alectryonia montis caprilis)*	Raibli dolomit	Raibli dolomit ?	Raibli dolomit
			Középső dolomit *(Megalodus carinthiacus)*	Szürke bitumenes mészkő	Szürke bitumenes mészkő és mészmárga	Szürke és barna bitumenes mészkő és márga
		Trachyceras aonoides	Raibli dolomit			
Középső	Ladini	*Trachyceras aon*	Apró megaloduszos dolomit (kaszsziáni faunaelemek)	Fehér, cukorszövetű, diploporás dolomit	Fehér, cukorszövetű, diploporás dolomit	
		Daonella lommeli	Barnásszürke dolomit	Barnásszürke dolomit		
			Kovás, dolomitos—márgás mészkő	Kovás, dolomitos, márgás mészkő		

csaknem kizárólagosan dolomitképződés, azután melegebb vízre utaló mészkőkeletkezést látunk, mindvégig azonos tengeri üledékképződési viszonyokkal. A balatonfelvidéki triász sorozattal szemben, itt is a Vérteshegységben és Gerecsében észlelt üledékképződési eltolódás mutatkozik, a korábbi, már a ladini emeletben jelentkező karbonátképződés állandósulásával, a törmelékes kőzetanyag csaknem teljes hiányával és a dolomitképződésnek a középsőnóri emeletben való megszűnésével. Ebből a nyílt sekélytengeri jellegből a partvonalaknak távolabb dél felé húzódó voltára gondolhatunk.

Ezt alátámasztják bizonyos mértékig a pesti oldalon délkelet felé lemélyített fúrások. Így a városligeti I. fúrásban 917—970 m között dolomit, Őrszentmiklóson a III. fúrásban 911—948 m mélységig nóri emeletbeli gyroporellás mészkő volt. Még jelentősebb ebben a vonatkozásban a Bugyi melletti I. sz. fúrás, amely már 232 m mélységben világosszürke, kalciteres triász mészkövet írt le, s 279 méterig abban haladt. Helyenként vöröses, foltos—sávos, sárgás részeket és agyagos betelepüléseket is tartalmaz;



30. ábra. A Csővár—vashegyi vonulat szelvényvázlata: 1. raibli mészkő, 2. fődolomit, 3. nóri dachsteini mészkő, 4. felsőeocén, 5. lösz

249 m mélységben kovás agyagmárgát ért, amelyben felsőverfeni, kampili alemeletre utaló *Entolium discites* volt. (Földvári Aladárné szíves elemzése szerint: savban oldhatatlan 60,83%; izzítási veszteség 17,72%, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ 1,34%, CaO 20,32%, MgO nyom.)

A Budai hegység és a Pilishegység vonulat triász képződményeinek területi elrendeződéséből Horusitzky (1952) két különböző kifejlődésű terület szerkezetileg egymás mellé kerülésének nagyvonalú gondolatát vetette föl. A délalpi kifejlődésű „Budai egységben" a ladini—karni—nóri emeleteket kitöltő dolomitkifejlődés alján tűzköves márgás mészkő van, az északalpi kifejlődésű „Pilis—nagykovácsi egységben" alul ugyancsak tűzköves, márgás mészkő és diploporás dolomit a ladini, vörös mészkő és dolomit a karni, dachsteini mészkő, kösszeni rétegekkel a nóri meg a raeti emeletet képviseli. Ez az elgondolás a dachsteini mészkő és a fődolomit egymást helyettesítő voltára támaszkodik, ami azonban nem állja meg a helyét. A dachsteini mészkő ugyan egyes vonulatrészekben szembeötlően hiányzik, ez azonban nem kifejlődésbeli különbségből, hanem Horusitzky újabb, részletes szerkezetelemző vizsgálatai szerint a Dunántúli Magyar Középhegységet jellemző, egyveretű, egymásratorlódott pikkelyekkel magyarázható (IV. táblázat).

A budai triász kifejlődés a pesti oldalon mélybesüllyedve folytatódik dolomit és dachsteini mészkő alakban is. Észak felé, Vác—Csővár—Romhány határában a Naszály sasbércében és a keletre eső szigetrögökben felszínen is nyomozható. A legkeletibb rögben, a csővári Várhegyen a karni emelet raibli jellegű szürke és sárgásbarna tűzköves márga- és bitumenes mészkőrétegei,

majd a karni dolomit és a nóri dachsteini mészkő mutatkoznak. A karni emelet mészkőösszletének gazdag faunájában kassziáni elemek is vannak, de a jellemző *Avicula hallensis, Avicula stoppanii, Myoconcha lombardica, Myoconcha parvula, Myoconcha recta, Myophoricardium lineatum, Megalodus rostratus* kétségtelen délalpi jelleggel a karni emelet alsó részét, a *Trachyceras aonoides* szint raibli karditás rétegeit képviseli. Annakidején a karni emelet felső részét hiányzónak láttuk, mivel a reákövetkező törésekkel átjárt dolomitösszletet régebbi ismereteink szerint nóri emeletbe helyeztük. Újabb megismeréseink szerint kétségtelen, hogy ez a dolomit a raibli dolomitot képviseli, mert a közvetlen reátelepülésben itt sem észlelhető dachsteini mészkő. Ez a mészkő a Buda—nagykovácsi kifejlődéssel egyezően, faunaelemekkel igazoltan nem a raeti emeletbe, hanem a nóri emeletbe tartozik. A romhányi rög dachsteini mészkőösszletében vékony dolomitrétegek is vannak, ami a Dorog vidéki nóri átmeneti dachsteini összlet felső tagozatával volna azonosítható.

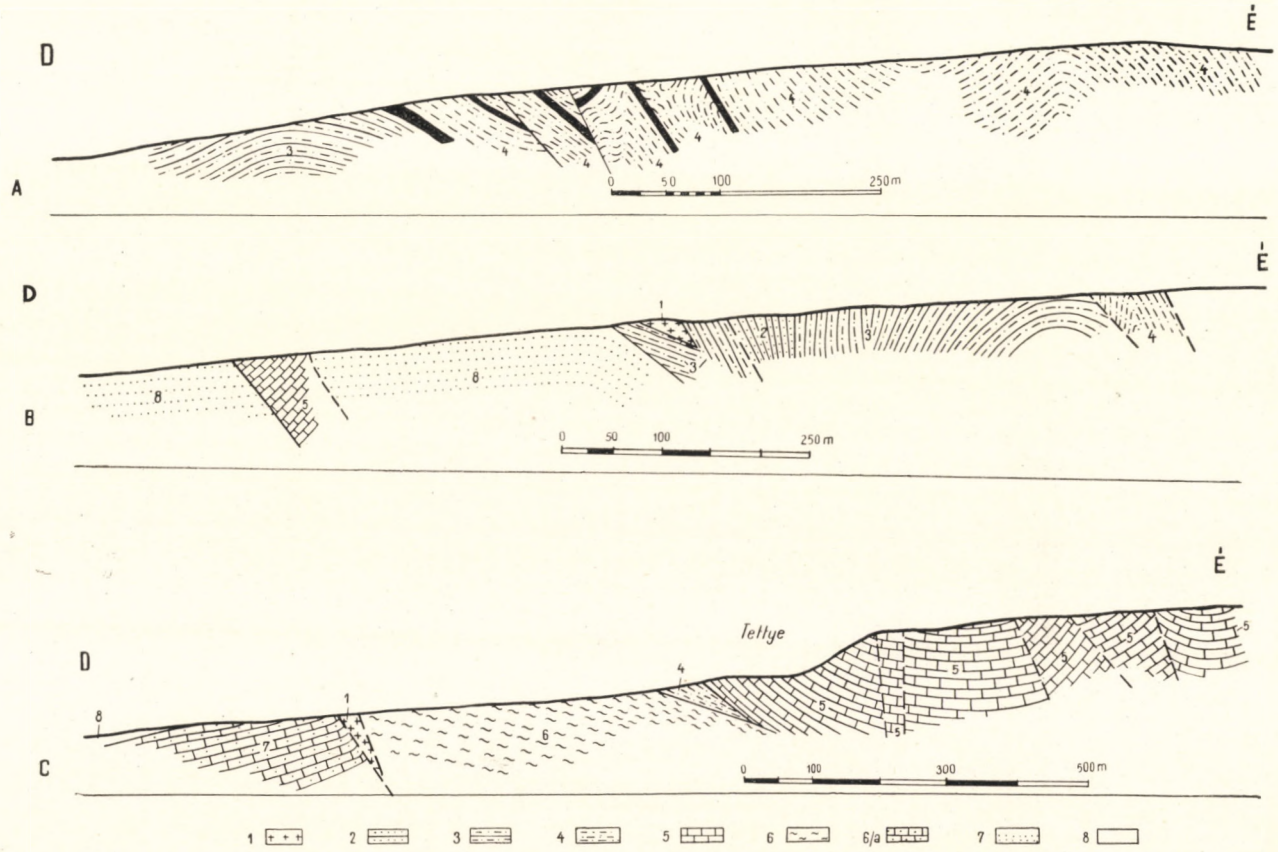
A Naszály sasbércében levő dolomit szintén a karni emeletbe sorolható, a dachsteini mészkő pedig ugyancsak a nóri emeletbe tartozik. Ifj. Noszky Jenő 1937-ben végzett átnézetes újravizsgálata a Naszály kósdi részén nóri emeletbeli szürkésfehér mészkövet említ. A nógrádi rögvidéken kibukkanó felsőtriász rétegekben megkülönböztet sötétszürke, szaruköves bitumenes mészkövet, porló dolomitot, fehéresszürke porló mészkövet és tömött dachsteini mészkövet. Ezek a rétegtagok a Buda vidékiekkel azonosak.

A Mecsekhegység

A Dunántúli Magyar Középhegység triász sorozata, amely a középsőtriásztól mindvégig lényegében változatlan fenékmélységben keletkezett, túlnyomólag sekély, nyílttengeri képződmény. Csak a raeti emeletben mutatkoznak egyes részeken fenékmozgásokra, részleges regressziós kiemelkedésre utaló nyomok (Vértes hegység, Gerecse hegység, Budai hegység). Lényegesen más módon alakul a Mecsekhegység nagyvastagságú triász összlete, mely általában szervesmaradványokban viszonylag szegény, s így korántsem tagolható a bakonyihoz hasonlóan. Bizonyos vezetőrétegek kétségtelen jelenléte esetén is, a tektonikailag erősen igénybe vett, zavart rétegösszletben a vezetőrétegek sokszoros ismétlődésével kell számolnunk. Az újraindult térképezéssel, helyenként pontos méréses szelvényezéssel és részletes üledékkőzettani vizsgálatokkal az összetartozó rétegek itt is tagolhatóan megkülönböztethetők.

Verfeni emelet

A Mecsekhegység alsótriász tagozata, a verfeni sorozat kevésbé változatos kifejlődésében, a balatonfelvidékivel azonosítható. A permi vöröshomokkőből, a Böckh János „tarkahomokkő" alsó tagjaként triásznak tartott „jakabhegyi homokkőből", kétségtelen átmenetekkel, éles határ nélkül fejlődnek ki a szürke, vörös és zöldesszürke homokos agyagpala- és palás homokkőrétegek, a szeizi alemelet képviselői. Ezeket Böckh az alsóverfeni rétegek csoportjába sorolta. A Balatonfelvidéken kimutatott szintek itt még eddig nem voltak megkülönböztethetők, bár kőzetkifejlődésben azok egyik-másik jellegzetessége fölismerhető. Ebből az alsó tagozatból, Peters *Myacites fassaensis* és *„Posidonomya" (Pseudomonotis) clarai*, Böckh *Myophoria* sp. alakokat említette, amik azóta még nem kerültek elő. Újabban Nagy Elemér *Isaura albertii* levéllábú rák maradványait írta le, közvetlenül a felsőkampili faunájú rétegek fekvőjét tevő zöldesszürke alsóverfeni agyagpalából. Réteglapjain gumós—csomós egyenetlenségek, jellegzetes hullámfodrok észlelhetők, amelyek sekélyvízi keletkezésére jellemzők. Vékonypalás rétegeik zavart települési módja, a ráncolódások,



31. ábra. A) A verfeni sorozat települése trachidolerittal a pécsi hegyhátgerincen. *B—C)* Hegységperemi pikkelyes rátolódások, Pécs

gyűredezettségek a hegységszerkezeti viszonyokat tüntetik föl, képlékenyebb összletük diszharmóniás mozgásaival. Ezért a szeizi sorozat vastagságát becsülni is nehéz, 300—400 m is lehet.

Böckh „felső werfeni rétegei" a kampili alemeletbe sorolható rétegeket foglalják magukban. A szeizi rétegekből éles határ nélkül fejlődnek ki, az élénkebb színek és a homokos rétegek fokozatos kimaradásával. Szürke és zöldesszürke agyagmárgapala, közbetelepült likacsos—sejtes kovás dolomit, felsőbb részében kalciteres, finom homokos, sötétszürke mészpala- és lemezes mészkőrétegekkel. Az utóbbiakban gyakori a réteglapokon néhol nagy mennyiségben észlelhető, jellemző *Myophoria costata*. A hosszú időkön át összegyűlt, gyéren mutatkozó egyéb faunaelemek: *Lingula tenuissima, Gervilleia goldfussi, Gervilleia mytiloides, Myoconcha gastrochaena, Myophoria elegans, Natiria costata*. Az ugyancsak erősen zavart településű rétegösszlet vastagsága 200—300 m lehet. Így az egész mecseki verfeni összlet együttes vastagsága a balatonfelvidéki verfeni sorozat legnagyobb vastagságával egyezik.

Nagy Elemér részletes üledékföldtani vizsgálatai szerint a verfeni emelet képződményei konkordanciával lassú transzgresszióval települnek a felsőpermi szárazulati homokkőösszletre. Alul a permi homokkő feldolgozott törmelékét is tartalmazó breccsiás padok vannak, majd vékony, mangánhidroxidos rétegek után *Isaura albertii* tartalmú, váltakozó, palás zöld agyagkő, vörös, agyagos, finomszemű homokkőrétegek következnek, jellegzetes száradási repedésekkel és hullámbarázdás alakulatokkal, sikérparti keletkezéssel. Erre a szeizi alemeletet képviselő rétegösszletre dolomitmárgarétegekkel elválasztott vékony gipsz- és anhidritrétegek, majd 50 m vastag dolomitmárga-rétegcsoport (*Velopecten albertii, Lingula tenuissima*) következik, alsókampili tagozatként. A kampili alemelet nagyobb részét a lagunás—dolomitos üledékképződést fölváltó, jellegzetes mészmárga- és bitumenes lemezes mészkőösszlet képviseli *Natiria costata, Myophoria costata, Gervilleia mytiloides* faunaelemekkel. Az újabb vizsgálatok a szeizi rétegeket 100 m, a kampili összletet 180 m vastagságúnak állapították meg. Ezek az adatok azonban legföljebb egyik, meghatározott szelvényre vonatkoztathatók, átlagnak is alig tekinthetők.

A Mecsekhegység verfeni sorozata, a permi rétegösszlethez simuló módon a hegység nyugati periantiklinálisában, Pécstől Hetvehelyig nyomozható, a tektonikai viszonyok szerinti szélesebb-keskenyebb övben. Nyugat felé elkeskenyedik, majd Bükkösd és Hetvehely között, Ny—K csapású, hosszanti diszlokációs övben egészen kihengerlődött, s az anizusi emelet rétegösszlete közvetlenül a felsőpermi vöröshomokkőrétegekre pikkelyeződött.

Anizusi emelet

Az anizusi emelet is elhatárolatlanul fejlődik ki a kampili rétegekből. Ez a Böckh „alpesi kagylósmészkő" összlete az agyagos—márgás rétegek fokozatos kimaradásával, a kampili sejtes dolomittal váltakozó palás, lemezes mészkőből fejlődik ki. A lemezes mészkő bitumenes, sötétszürke vastagréteges, majd világosszürke kalciteres, vékonyréteges dolomitbetelepüléses mészkőbe megy át. Zavartalanabb településű szakaszokon, a lemezes mészkő felső határán egy sárgás vagy halványvöröses dolomitréteg észlelhető, ami a balatonfelvidéki „megyehegyi dolomit" rétegtani helyzetének felelhet meg s az anizusi emelet alsó határát jelentheti.

Ebben az 500—700 m vastagságúra becsülhető mészkőösszletben, bizonyos mértékig kőzetkifejlődés és a gyéren mutatkozó szerves maradványok alapján három tagozat ismerhető föl. Az alsó tagozat sötétszürke, pados vagy vastagréteges, bitumenes mészkőösszlete a Déli Alpok „guttensteini"

mészkövének felelhet meg. Faunájában *Pecten*, *Myophoria*, *Homomya* és *Modiola*, euryhalin alakok a sekélytenger képviselői. Egyéb faunaelemei: *Velopecten reticulatus*, *Velopecten albertii*, *Entolium discites*, *Modiola triquetra*, *Modiola hirudiniformis*, *Myophoria laevigata*, *Myophoria orbicularis*, *Homomya albertii*, *Homomya fassaensis*, *Pleuromya* sp.

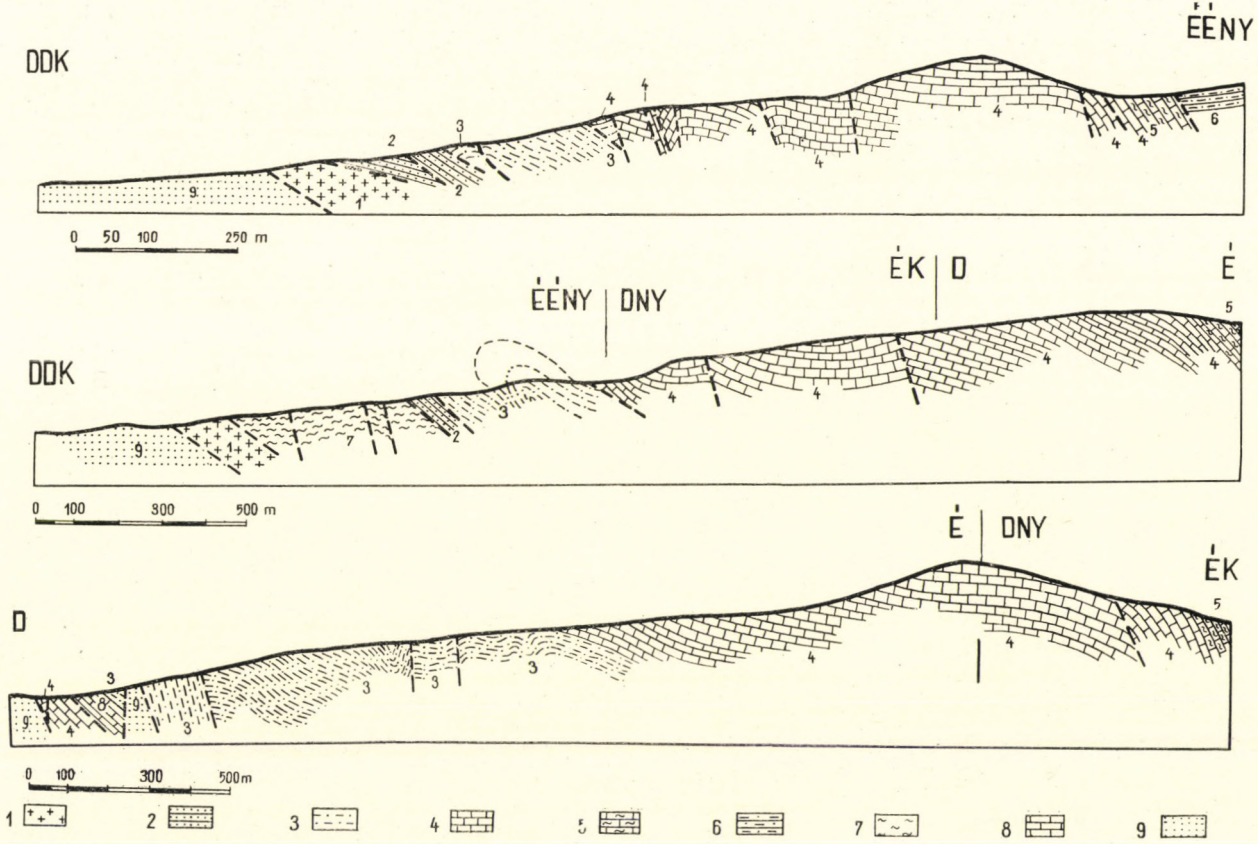
A középső tagozat vékonyabb-vastagabb rétegzésű sötétszürke mészkő, egyes rétegekben szembeötlő gyakori *Coenothyris vulgaris* alakokkal,



32. ábra. Gyűrvetört alsóanizusi mészkőrétegek, Pécs (Fülöp J. felv.)

Krinoidea karizekkel és nyéltagokkal. Ebben a leggazdagabb faunájú tagozatban a következő jellemző alakok találhatók: *Coenothyris vulgaris*, *Spiriferina fragilis*, *Tetractinella trigonella*, *Mentzelia mentzelii*, *Enantostreon difforme*, *Placunopsis ostracina*, *Entolium discites*, *Plagiostoma striata*, *Plagiostoma lineata*, *Lima costata*, *Hoernesia socialis*, *Schafhäutlia mellingi*, *Cypricardia escheri*, *Pleuromya ventricosa*, *Orthoceras* sp., *Ceratites binodosus*, *Ptychites involvens*.

Ebben a faunatársaságban föltűnők a német triász faunaelemek, ami nem a közvetlen tengeri kapcsolatot, hanem a tenger epikontinentális jellegét mutatja. Ezenkívül, a faunatársaságban a sztenohalin elemek túlsúlya mellett vannak eurihalin alakok is *(Enantostreon, Placunopsis, Cypricardia, Pleuromya)*. Mindez a sekélytengeri öv állandósulását bizonyítja. A jellemző Ammonitesek között az anizusi emelet felső részére, a trinodosus szintre jellemző alakok is vannak.



33. ábra. A Misina triász vonulatának szelvénye a déli peremi diszlokációs pikkelyövvel: 1. gránit, 2. alsóverfeni rétegek, 3. felsőverfeni rétegek, 4. anizusi mészkőösszlet, 5. vengeni rétegek, 6. raeti (telepmentes összlet), 7. tengeri alsóliász fedőrétegek, 8. szarmata rétegek, 9. pannóniai rétegek

A felső tagozat a *Coenothyris*-tartalmú rétegek fedőjében, sötétszürke, csaknem fekete, kalciteres pados mészkővel, elhatárolatlanul megy át a fölötte levő vengeni rétegekbe. Helyenként a gyér szerves nyomokon kívül, fölismerhetetlen csigametszetek mellett rosszul kiszabadítható, egész rétegeket megtöltő *Trigonodus sandbergeri* alakjára emlékeztető vastaghéjú kagylók vannak. Ezek ismét eurihalin alakok, s a rétegösszlet helyét a német trigonodusdolomit szintjének megfelelően rögzítik.

A mecseki anizusi faunaelemek német vonatkozásait a rétegtanilag kevésbé irányadó és eurihalin voltuknál fogva elterjedésben is közömbös Brachiopodák és kagylók jelzik. A néhány *Ammonites* alpi alakokkal mutat kapcsolatot, ami a közvetlen tengeri összeköttetést valószínűsíti. A sekélytengeri üledékképződést a középső tagozat vékonyrétegzésű réteglapjain gumós egyenetlenségek, féregjáratszerű alakulatok mutatják.

Ladini emelet

Az anizusi emelet legfelső, sötétszürke, fekete mészkőrétegei elhatárolatlanul mennek át barnássárga márgarétegekbe, amelyek helyenként az anizusi emelet sötétszürke bitumenes mészkő szögletes zárványait, autigén breccsiás alakban tartalmazzák. Ezekre túlnyomóan vékonyrétegzésű, fekete vagy sötétbarna, sokszor vékonyleveles mészmárgapalaösszlet következik, helyenként közbetelepült kristályos—szemcsés vagy egészen tömött mészkőpadokkal. Igen finom víztiszta kvarc- és muszkovitszemeket, valamint szenesedett növényi részeket tartalmaz. Fekete színe is szenes anyagoktól ered, hevítve kiég, elszíntelenedik. Oldhatatlan maradéka átlagban 10% körül van. Böckh *Equisetites arenaceus*, *Macropterygium bronni*, *Clathopteris reticulata*, *Gutbieria angustiloba* növényeket említ belőle. Faunájában egyes réteglapokon Ostracodák gyakoriak *(Bairdia pirus)*, ezenkívül *Anodontophora recta*, *Anodontophora lettica* kagylók és egy *Rissoa*-féle gyakori kis csiga, valamint apró halfogak *(Hybodus plicatilis)* ismerhetők föl. Az említett növények között az alpi vengeni rétegekre jellemző fajok is vannak, a faunaelemek kagylói is erre a szintre utalnak.

Ez a finomszemű üledék szárazföldi növényekkel, szenesedéssel kísért szegényes faunájával csöndes, fölhígult sótartalmú, sekélyvízi agyagos szapropelitnek (szaprolutit) minősíthető. Az anizusi emelet vastag mészkőösszletének közepes mélységű sekélytengerével szemben, kiemelkedéses vagy föltöltődéses öbölképződményre utal. Fenékmozgással járó, medencefenékig ható hullámverésre mutat az átmeneti határrétegek breccsiássága. Az üledékképződés folyamatossága a mészkiválasztás megszűnésével az üledékanyag megváltozása mellett is megállapítható. Rétegtani helyét ladini emeletben rögzíti a kétségtelenül anizusi emelet egészét kitöltő mészkőösszlettel való szoros kapcsolata, ahova Pia triász rétegtani elemzése szerint már a mészkőösszlet felső része is fölnyúlik. Ez a kifejlődés a magyarországi triászban a bükkhegységi ladini emelet palaösszletére emlékeztet. A rétegösszlet vastagsága a tektonikus kihengerlődés vagy kivastagodás szerint változó, maximálisan 50 m lehet. A komlói bányaterület egyik fúrásában észlelt 100 m vastagság a dűlési viszonyok figyelembevételével 60—70 m valódi vastagságot jelent.

Raeti emelet

A mecseki triász üledékképződés verfeni—anizusi—ladini sorozata lassú, fokozatos tengerelöntéssel indulva, pszammitos, pelites üledékekből vegyi mészkőkiválasztáshoz vezet, s a regressziós, vengeni pelites üledékképződéssel záruló, egységes üledékciklust jelez. A karni és a nóri emeletbe sorolható üledékek biztosan nem mutathatók ki, s ezt eddigi ismereteink szerint üledék-

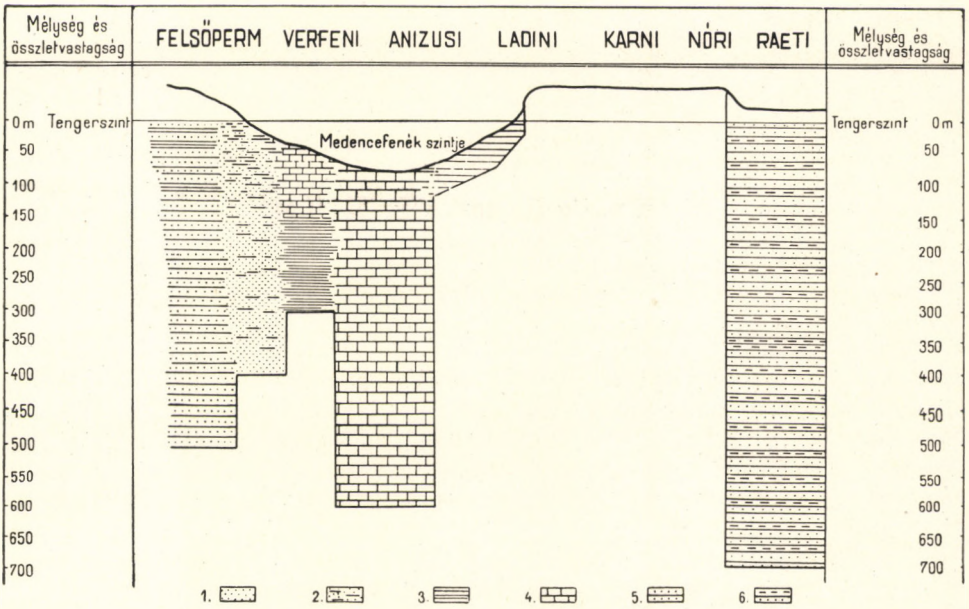
hiánynak tekintettük. Ez a valószínűsített üledékhiány éles határt jelent, nyilvánvaló teljes kiemelkedéssel, ókimmériai, szinorogén kéregmozgással. Utána nagyvastagságú, szárazföldi jellegű, a vengeni rétegekre látszólag megegyezően települt finomabb-durvább szürke és zöldesszürke homokkő-, kvarcit-, homokkőpala- és homokos agyagpalaösszlet következik a triász zárótagjaként. Nyilvánvalóan új üledékképződési szakaszt jelent, lefelé éles határral, fölfelé a liász kőszéntartalmú összletbe azonos jellegű üledékekkel, elhatárolhatatlanul megy át.

Wein György és a mecsekhegységi részletes földtani újratérképezés során Kilényi Tamás mesterséges föltárásokkal, árkolással, kutatóaknákkal, a vengeni palaösszlet fedője felé, fokozatos homokosodással, azonos dőléssel kőzetkifejlődési átmenetet állapított meg. Ebből a látszólagos üledékfolytonosságból a karni—nóri emeletek jelenlétét is valószínűsítik. A karni és a nóri emeletek hiányát mindaddig, amíg a folyamatos üledékátmenet részletes igazolást nem nyer, változatlanul fönntartjuk, mert a ladini emeletet záró regressziós kiemelkedés a Velebitben és a Dinári Alpokban emerzióval, sőt bauxitképződéssel is igazolva van. Itt a karni emeletet kitöltő bauxitra transzgressziós alapkonglomerátummal kezdődő nóri fődolomit látszólag konkordáns összlete települ.

A részletes vizsgálatokkal még beigazolásra váró említett esetben is fönnáll a mecseki triász üledékképződésben, a karni emelet határán beállott lényeges üledékváltozás ténye, az újraindult törmelékes kőzetképződés. Változatlanul fönnáll ezenkívül ennek a 600—800 m vastagságú törmelékes kőzetekből álló rétegösszletnek bizonytalan rétegtani kora is. Szervesmaradványok ugyanis csak a felső tagozatból, az alsóliász kőszéntartalmú rétegek hasonló kifejlődésű üledékeinek közeléből kerültek ki. Ezek Stur meghatározása szerint az északbajor raeti emeletre utaló növények *(Zamites distans, Thaumatopteris brauni)*, amelyek azonban a kőszéntartalmú liász gresteni rétegeiben is megvannak. A liász összlet közelében egy újnak bizonyult *Estheria hungarica* levéllábú rák apró teknői kerültek ki. A rétegösszlet alsó részéből Böckh János szerint a *Cardinia hofmanni* új kagylófaj és az *Acrodus minimus* apró fogak származnak. A durva törmelékes üledékanyag és a szervesmaradványok hiánya az alsóbb tagozatban kétségtelenül szárazföldi képződményre mutat. Csak az összlet felső részében ismerjük föl a vízi jelleget, és ez is inkább édesvízi vagy csökkentsósvízi *(Cardinia, Estheria)*. A ferderétegzettségből ítélve hatalmas deltaképződménynek minősíthető. Törmelékes kőzetanyagában földpátos homokkőrétegek vannak, melyeknek anyaga részben a hegység déli gránit és kristályos alaphegységi anyagából, részben a permi homokkőösszletből származhatik. Az uralkodóan szürke színű kőzetösszletben a vörös színű kőzetanyag hiánya erősen nedves éghajlatot jelez. Ez figyelemre méltó ellentét a germán jellegű keuper száraz időszakot jelentő, bepárolgásos üledékeivel szemben. A mai brachiantiklinális szerkezet természetesen erősen megváltoztatta az üledékgyűjtő egykori partvonalának helyzetét. A homokszemek nem nagy koptatottsága és a mállott földpátszemek gyakorisága szerint azonban a szárazföldi lepusztulási terület viszonylag nem nagy távolságban lehetett.

Imreh László részletes üledékásványtani vizsgálatai szerint a mecseki felsőtriász (raeti) törmelékes üledékösszletében 28% laza, kötőanyag nélküli, helyenként limonitos, durvaszemű, 25,4% kemény, középdurvaszemű, limonitos, alárendelten kovás kötőanyagú, 37% igen kemény, középszemű, kovás kötőanyagú és 9,6% laza, finomszemű, agyagos homokkő és homokos agyagpala vesz részt. A sokásványú (polimikt) homokkőfajták uralkodólag 0,4—0,6 mm szemcsenagyságúak. Uralkodó ásvány: a gránit, kvarcporfir és kristályos pala kőzetekből származó különféle kvarc, ezenkívül kisebb-nagyobb mértékben kaolinosodott—szericitesedett földpát-félék (ortoklász—plagioklász), csillámok (muszkovit, biotit, klorit) kevés cirkon és disztén. Figyelemre méltó az apró bosztonit törmelékszemcsék jelenléte. A homokkő szemcseeloszlása sekélyvízi leülepedésre utal, alakra némi eolikus koptatottsággal. Jellegzetes parti szubarkózás fácies, 5—25% földpáttartalommal, erős, vízi mozgatottsággal. Jellegei csapadékban dús, meleg éghajlatra, mozgékony parti övben történő, a süllyedéssel lépést tartó üledékképződésre utalnak.

A felsőtriász illetve raeti emelet elterjedését a legutóbbi időkig a nyugati Mecsekhegység Pécs vidéki vonulatát szegélyező széles sávban, Pécstől Vasas—Budafa—Komlóig terjedően ismertük. Kimutatható volt a komlói



34. ábra. A Mecsekhegység triász üledékképződésének szemléltető rajza: 1. homokos—törmelékes rétegek, 2. homokos—agyagos rétegek, 3. palás agyagrétegek, 4. mészkő, 5. homokkő, 6. agyagos—palás homokkő

mélyfúrásokban is. Az újraindult földtani részlettérképezés során IFJ. NOSZKY és WEIN az északi, Szászvár—Váralja—Nagymányok vonulatban felszínen is kimutatták, sőt a szászvári déli vonulatrész mélyfúrásaiban is megállapították szürkészöld, agyagos palás homokkő és csillámos agyagpala alakban.

*

A Mecsekhegység és a Balatonfelvidék triász kifejlődésének összehasonlításából kitűnik, hogy a törmelékes üledékektől a mészkőképződésig terjedő fejlődésmenet mindkettőben megvan, de a Mecsekben rövidebb szakaszban ment végbe, és az anizusi emeletben kiteljesedik. A Balatonfelvidék változatos fáciesei a medencealjzat mozgékonyabb voltát jelzik. Mindkettő sekélytengeri, de a Balatonfelvidék óceáni, nyíltabb tengeri, a Mecsek epikontinentális. Ezzel függ össze az üledékképződésnek a karni emeletben mutatkozó változása, a Balatonfelvidéken a középsőtriász mészkő utáni fokozatos márgásodással, majd finomabbszeművé válással, az egész Dunántúli Magyar Középhegységben kiteljesedő, a triász végéig tartó mészkő- és dolomitképződéssel. A Mecsekhegységben ez az üledékváltozás, a ladini emelet után újraindult szárazföldi törmelékes üledékképződéssel, a triász végéig tartott, a liászba átvezető módon; a Dunántúli Középhegységben fenékingadozásban, üledékhiányban vagy egyes részeken teljes kiemelkedésben érzékelődik (Déli Gerecse, Budai hegység). A Mecsekhegységben két részre tagolt üledékképződés van, a Dunántúli Magyar Középhegység egységes, folyamatos üledékképződésével szemben.

A Villányi hegység

A triász képződmények nagyon hiányosan találhatók a délbaranyai síksági—dombvidéki térszínből hirtelen kiemelkedő Villányi hegységvonulatban. A kelet—nyugati csapású, erősen letarolt térszínű, déli dűlésben egymásratolódott pikkelyes fölépítésű, megismétlődő rétegsorozatban csak az anizusi emelet van meg. Első térképezője és ismertetője HOFMANN KÁROLY, majd IFJ. LÓCZY LAJOS, újabban pedig RAKUSZ GYULA és STRAUSZ LÁSZLÓ alsóanizusi dolomitot, alsóanizusi vékony réteges mészkövet, anizusi vastagpados mészkövet és felsőanizusi dolomitot különböztetnek meg szürke „guttensteini mészkő", „rekoaro" mészkő és tömött dolomitrétegek alakjában, gyér faunaelemekkel.

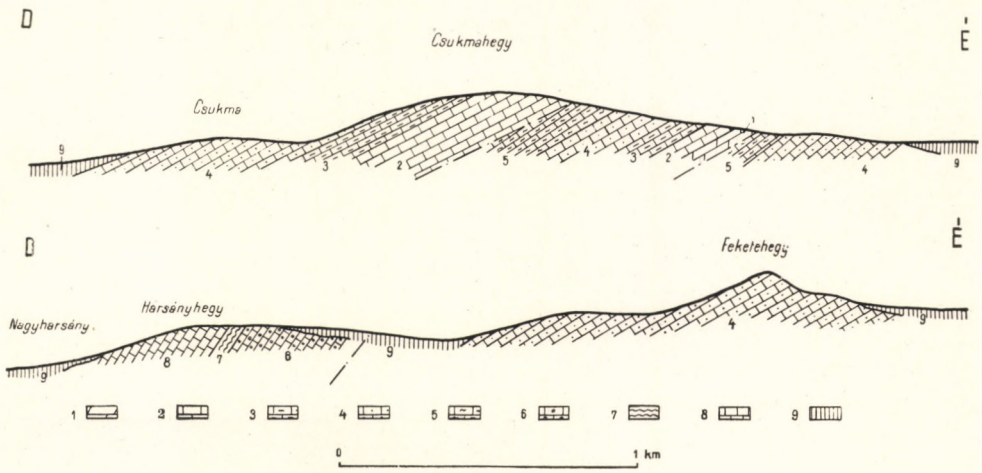
Az alsóanizusi dolomit barnásszürke, sötétebb vagy világosabb, kemény kovás, tömött, többnyire jól rétegezett összlet. Fölfelé meszesebbé válik, majd a fölötte következő sötétszürke, vékonyréteges, ritkábban pados, bitumenes mészkővel szoros kapcsolatban, közbetelepült mészkőrétegekkel váltakozó, összefüggő összletnek tekinthető. A dolomitban gyér, rossz megtartású *Gervilleia* nyomok találhatók. A mészkő is szegényes faunájú, helyenként krinoideás (*Tetractinella trigonella, Gervilleia socialis, Entolium discites, Myacites* sp.).

Az anizusi emelet másik, jellegzetes tagja vastagpados szürke, kalciteres, egyenetlen rétegközös, bitumenes mészkő („rekoaro"). HOFMANN *Coenothyris vulgaris, Aulacothyris angusta, Spiriferina fragilis, Tetractinella trigonella, Mentzelia mentzelii, Lima costata* és *Enantostreon difforme* jellemző faunaelemek alapján a decurtata szintbe tartozónak jelölte. Helyenként dolomitos rétegek is észlelhetők, másrészt az alatta levő vékonyréteges mészkővel is összefügg, úgyhogy ez az anizusi mészkőösszlet a mecseki anizusi emelet mészkőösszletével egyeztethető.

Az anizusi emelet zárótagja világos barnássárga, rózsaszínes, vékonyréteges, cukorszövetű dolomit (felsőanizusi dolomit), agyagos rétegközökkel és finomsávos rétegekkel. Gyér faunaelemei közül a legjellegzetesebb a villányi kőfejtőben gyakori *Lingula tenuissima* és apró halfogak említhetők. Brachiopodái a decurtata szint alakjai. Ezen az alapon rétegtani helyzete kétségtelenül anizusi emeletbe tartozik.

A villányi Mészhegy északi szegélyén, a vasúti állomással szemben, a nagy kőfejtőben, a jól rétegzett (D 40—50°) felsőanizusi dolomitösszletnek mintegy 100—110 m vastag rétegösszletét SZABÓ PÉTER részletesebben vizsgálta. Kőzetkifejlődésben *1.* szürke, szürkésbarna, kissé vöröses, kristályos—szemcsés dolomitot, *2.* rózsaszínes, lilás meszes dolomitot, *3.* meszes dolomitmárgát, *4.* bitumenes meszes dolomitot, meszes agyagközös, meszes dolomitmárgát, *5.* dolomitos mészmárgát, *6.* dolomitos meszes agyagmárgát különböztetett meg, váltakozó sorrendben. Valamennyi fajta finomszemű, kristályos—szemcsés (0,1—0,2 mm), egynemű, tömött anyag, 30—70% között változó mésztartalommal. Oldási maradéka változó mennyiségű (1—20%) agyag, gyér pirittel és koptatott kvarcszemcsékkel. A szürke, meszes dolomitmárga réteglapjain helyenként tömegesen találhatók a *Lingula gornensis* maradványai. A rétegek között váltakozva mutatkozó 4—5 cm vastag szürke meszes agyag iszapolási maradékában apró, meszes dolomitpikkelyek, kalcitromboéderek, lekerekített kvarcszemcsék, pirit, muszkovit, turmalin, magnetit és gránátszemcse is mutatkozott, apró csontdarabkákkal és halfogtöredékekkel. A bitumenes rétegek az összlet középső és felső részében jelentkeznek, különösen a lingulás rétegekben. A mikrofauna nélküli egész rétegösszlet sekélyvízi, nem egészen rendes sótartalmú, valószínűleg kissé hidegebb vízű (10 C foknál hidegebb), néha igen oxigénhiányos közegben, csöndesvízi meszes—dolomitos vegyi üledékképződést jelez, egészen érett térszínű környezet, igen gyenge anyagszállításával.

Ifj. Lóczy a „kagylósmészkő" összletben alsó és felső dolomitot, valamint „guttensteini" és „recoaro" mészkövet különböztetett meg. Ezek között azonban lényeges szintkülönbség nincsen. A Villányi vonulat pikkelyein kívül megtalálható a Harsányhegy északi szegélyén és a délbaranyai síkságon, valamint a Siklóson kibukkanó kis szigetrögökben is. Az anizusi emelet dél felé hajló rétegösszleteinek északi előterében semmi sem utal arra, hogy esetleg a verfeni tagozat a mélyben föltételezhető. A többi triász tagozatnak semmi nyomát nem lehet találni, tehát ezek hiányát kell föltételeznünk, ami annyit jelent, hogy itt a mecseki ladini emelet végén valószínűsített kiemelkedés már korábban a terület szárazulattá alakulására vezetett.



35. ábra. Villányi hegységi szelvények (ifj. Lóczy L. nyomán): 1. alsó kagylósmészkő, dolomit, 2. guttensteini mészkő, 3. rekoaro mészkő, 4. kagylósmészkő, dolomit, 5. oxfordi mészkő, 6. oxford—malm mészkő, 7. diceraszos mészkő, 8. rekvieniás mészkő, 9. lösz

A Bükkhegység

A Bükkhegység triásza valamennyi magyarországi triász kifejlődéstől lényegesen különbözik. Túlnyomólag mészkővel képviselt, nehezen tagolható összletében, faunával eddig biztosan kimutatható a verfeni, anizusi és a ladini emelet. Schréter szerint a felsőpermi összletre, megállapítható hézag vagy üledékmegszakítás nélkül, egyező településben következik a triász sorozat világosszürke, átmeneti 100—150 m vastag mészkőösszlettel. Ez a délalpi—dinarid jellegű tengeri perm rétegeknek indiai vonatkozású tengeri permotriász üledékfolytonossága az ázsiai triász Középtenger himalájai jellegeire utal.

Az alsótriász verfeni emeletnek mindkét tagozata faunaelemekkel kimutatható, de egyelőre szétválasztani nehéz. A szeizi alemelet főként világosszürke, vékonyréteges—pados, gyakran oolitos mészkő, agyagpala- és vöröses homokkőpalaközbetelepülésekkel, felsőbb részében gyér kagylókkal. Szervesmaradványai *(Anodontophora fassaensis, Pseudomonotis clarai, Myophoria laevigata)* a szeizi rétegek középső tagozatára utalnak.



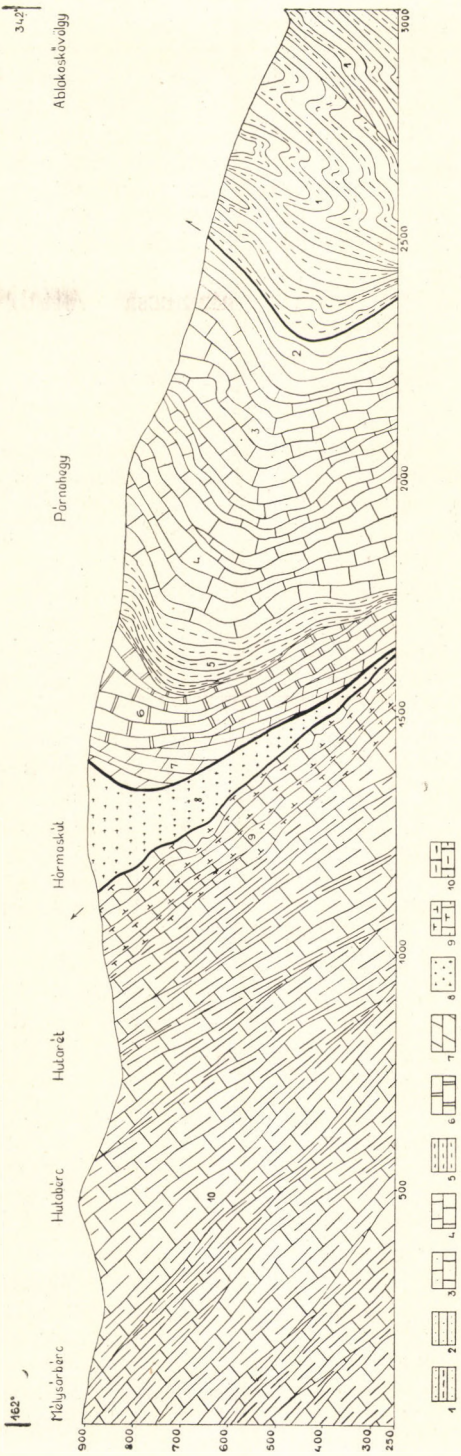
36. ábra. Alsótriász gyűrt mészkő, Szilvásvárad (JÁMBOR Á. felv.)



37. ábra. Ladini gyüredezett mészkő, Szilvásvárad (JÁMBOR Á. felv.)

A kampili rétegcsoportba sárgásbarna és sötétszürke, alárendeltebben zöldesszürke agyagpala tartozik, alsó tagozatában oolitos mészkővel, felső határán szürke dolomitpadokkal. A jellegzetes *Rhizocorallium*-féléken kívül faunaelemei: *Pseudomonotis inaequicostata*, *Gervilleia*, *Myophoria costata*, *Natiria costata*, *Turbo rectecostatus*, *Tirolites cassianus*, *Dinarites* sp.

A középsőtriász Balogh vizsgálatai szerint az anizusi és a ladini emelet jól megkülönböztethető tagozataiból adódik. Az anizusi emelet alul szürke, réteges dolomit, gyér csiganyomokkal, középen porfirit, diabáz és tufa, majd porfirittufával váltakozó világos mészkő, végül világos, jól rétegezett, kezdetben szaruköves, felső részében dolomitlencsés mészkő. A ladini emeletet helyenként vékony homokkőbetelepüléses sötétszürke és fekete agyagpala, szürke és vörös radioláriás kovapala és tufás homokkő, szürke szaruköves mészkő, diabáz és diabáztufa, porfirit és kvarcporfir, végül világos, jól rétegezett mészkőösszlet képviseli gyér molluszkamaradványokkal. A kovapalából Rüst a következő Radioláriákat írta le: *Cenellipsis multiplex*, *Druppula cornus*, *Druppula angustiporata*, *Pentalastrum primitivum*, *Hexalastrum infans*, *Lithocampe tutata*, *Stichocapsa bükkiana*, *Stichocapsa biceps*. Schréter eddigi faunaismertetése szerint *Posidonia wengensis*, *Daonella tirolensis*, továbbá *Cidaris alata*, *Myoconcha* cf. *lombardica*, *Schafhäutlia* cf. *mellingi*,



38. ábra. Földtani szelvény a Bükkhegység északi részéről (Balogh K. szerint): 1. sötétszürke agyagpala, homokkő, 2. fehér és lila homokkő, zöld agyagpala, 3. fekete mészalgás mészkő és dolomit, 4. szürke „oolitos" mészkő, 5. zöld és lila agyagpala, 6. sötétszürke mészkő és agyagpala, 7. szürke dolomit, 8. lila eruptivum, 9. vékonyréteges szaruköves mészkő, 10. fehér, jól rétegzett mészkő

Neritaria, Fedaiella, Coelostylina, Naticella buchensteini, vengeni alakok kerültek ki belőle. Ezek lényegileg délalpi ladini kifejlődésre utalnak.

A felső triász jelenléte, a karni és a nóri emelettel, a Bükkhegység világosszürke és fehér mészkőösszletében föltételezhető, de még biztosan kimutatva nincsen.

A Bükkhegység még részleteiben vizsgálat alatt álló triász üledéksorozata egészében véve délalpi jellegű. A kárpáti kifejlődések közül a jobban tagolható szlovákiai karszthoz (Gemeridák) hasonlítható. Kétségtelenül nyílttengeri képződmény, csak az alsó tagozatában viszonylag kevés terrigén anyaggal, felső részében a partoktól távolabb pelites, majd karbonátos üledékképződéssel, tengeralatti bázisos vulkanizmussal (V. táblázat).

A Rudabányai—bódvavölgyi vonulat

A Rudabányai vonulatban Balogh a verfeni, anizusi, ladini emeletekre terjedő, a bükkhegységivel egyeztethető triász sorozatot mutatott ki. Ennek verfeni tagozatában a szeizi összlet zöldesszürke, lilás és vörös, csillámos homokkő és homokos agyagpala, helyenként vasoxidos homokkőrétegekkel. A kampili összlet szürke, sárgásbarna agyagpalával váltakozó lemezes mészkő és márga, alárendelten fehér homokkő. A szeizi összlet éles határ nélkül, a homokos részek fokozatos kimaradásával megy át a kampili sorozatba. Az utóbbit *Myophoria, Turbo rectecostatus, Natiria costata* és *Ammonites*-félék jellemzik. Az anizusi emeletben sötétszürke, breccsiás szövetű, kalciteres mészkőbetelepülésekkel váltakozó dolomit, majd világos színű cukorszövetű dolomit és dolomitos mészkő van, mészalga és *Krinoidea* nyomokkal, végül rétegzetlen világos mészkő következik. A ladini emeletben vörösfoltos, majd vörös tűzkőgumós és tűzkőréteges mészkő, fölfelé fokozatosan szaporodó, közbetelepült sötétfoltos, majd fekete agyagpala és márga, gyéren közbeiktatott szaruköves, daonellás szürke mészkő- és radioláriás kovapalarétegekkel észlelhető.

A ladini emeletnél fiatalabb triász tag vagy egyéb mezozóos üledék a Rudabányai vonulatban nincsen. Az egész összlet igen erős tektonikai igénybevétellel, helyenként átalakult jellegűvé vált. A bódvavölgyi feltárásokban mutatkozó, a mélyben feltehetőleg kiterjedtebb krétabeli, szubvulkáni gabbró- és kvarcporfiráttörésekkel kapcsolatosan hidrotermális kvarctelérek és Rudabányán jelentős ércesedés mutatkozik. A rudabányai vasérc az anizusi dolomit metaszomatikus szideritesedése útján keletkezett; ezzel kapcsolatban a verfeni lágyabb palaösszlet és az ellenállóbb dolomittömeg diszharmóniásan, kaotikusan gyűredezett és pikkelyeződött. A triász összlet ladini emelettel záródó volta nem feltétlenül jelent üledékmegszűnést, kiemelkedést, hanem tektonikai megszakítottságot, idegen környezetbe jutást (allochtonia) is jelezhet, erős lepusztulással.

A Rudabányai vonulathoz csatlakozó bodvavölgyi vonulatrész hasonló kifejlődésű triász összletének alsóverfeni tagozatában, Balogh szerint, a szeizi rétegek mélyebb részébe tartozó, a keletalpi „Haselgebirge"-vel azonosítható gipsz-, illetve anhidritösszlet van föltárva. Ez a tulajdonképpeni Rudabányai vonulatban is folytatódik, a lemélyített kutatófúrások szerint. A gipszösszlet tektonikailag igen erősen igénybe vett mozgásos övében a gipsztömeg változó vastagságra hengerlődött s a pala-, homokkő- és dolomitanyaggal egybegyúródott. A hasonlóan bonyolult tektonikai helyzetű keletalpi alsótriász

gipszösszletet újabb vizsgálatok, spóraleletek alapján, a felsőpermi zechsteini kifejlődéssel azonosítják. A perkupai anhidritben H. Deák Margit erősen szétmorzsolt, fölismerhetetlen mikrospórákat mutatott ki, amelyek a keletalpiakkal nem azonosíthatók. Különböznek azonban a Mecsekhegységben talált, egyelőre felsőperminek minősíthető gipszösszlet jó megtartású spóráitól is. A gipszes összletben és annak fedőjében is 2—20 m vastag bázisos vulkanit és szerpentin mutatkozik, közbetelepült tömbökben és pikkelyekben.



39. ábra. Álló kampili rétegek, Jósvafő (Balogh K. felv.)

Pantó Gábor a Bódvavölgyben kréta korú dioritgabbrót is kimutatott. A szerpentin nem ennek átalakulási terméke, hanem a szlovákiai részen, a verfeni összletben ismert melafirhoz kapcsolódik.

A Rudabánya—bódvavölgyi triász ladini emelettel záródó rétegösszletét kréta korú kvarcporfir is áttörte. A triász vulkanitok orogén folyamatokhoz kapcsolódnak (V. táblázat).

Az aggteleki karszt

A Rudabányától északra eső országhatár mentén húzódó Szin—Aggtelek közötti határsáv, a szlovákiai karszt déli szegélye, a „szepesi takaró" kárpáti kifejlődésű triászával egyezik. Kifejlődése a ladini emeletig terjedően a Rudabányai vonulattal azonos, kevésbé zavart településben. A verfeni emelet szeizi tagozatában lilás homokkő és agyagpala, *Pseudomonotis clarai* és *Turbo rectecostatus* van. A kampili tagozatot agyagpalával válta-

kozó barnás mészkő, legfelül sötétszürke mészkőrétegek, *Gervilleia mytiloides*, *Myophoria laevigata*, továbbá gumós agyagpalával váltakozó sötétszürke és fekete lemezes mészkő, *Myophoria costata* és *Myophoria goldfussi* jelzik. A lemezes mészkő éles elhatárolás nélkül vastagréteges pados bitumenes a l s ó a n i z u s i mészkő- és dolomitösszletbe megy át, majd mészalgás *(Oligoporella pilosa)* világosszürke mészkő és fehér cukorszövetű dolomit képviseli az anizusi emelet magasabb részét *(Tetractinella trigonella, Mentzelia mentzelii, Angustella angusta)*.



40. ábra. Karsztosodott középsőtriász mészkő, Aggtelek (JÁMBOR Á. felv.)

A l a d i n i emeletbe világos színű, diploporás mészkő és dolomit *(Daonella lommeli)* helyenként szürke vagy rózsaszínű szaruköves mészkő tartozik.

Ezekhez a lényegében a Rudabányai vonulatban is hasonlóan mutatkozó kifejlődésekhez az országhatáron túl, Szlovákia területén, fehér és halványvörös mészkőrétegösszlet járul, amiben *Cyrtina suessi*, *Aulacothyris surina*, *Aulacothyris zugmayeri*, *Halorella amphitoma* var. *multicostata*, továbbá *Monotis salinaria* a felsőtriász n ó r i emeletét is jelzik. Ezek a felsőbb mészkőrétegek jelentik itt a többletet a Rudabányai vonulattal szemben, egyszersmind az utóbbi itt kapcsolódik a belsőkárpáti kifejlődéshez.

Ö s s z e s í t é s

A bükkhegységi, upponyi, rudabányai, bódvavölgyi és északi határmenti vonulatrészek triász kifejlődésében a verfeni, sőt az anizusi emelet egyveretűnek mutatkozik. Fácieseltérések vannak a rudabányai—bódvavölgyi részek gipszes szeizi tagozatában és a ladini emelettől kezdődően, ahol a szaruköves

ladini mészkő a határmenti részen tisztán karbonátos összletbe megy át. Ezek a különbségek az egyes vonulatrészek szerkezeti különállóságát is jelentik.

Üledékképződés tekintetében a rudabányai triász sorozat a törmelékes jellegből, gyors átmenettel, a bódvavölgyi vegyi üledékképződésbe fordulást jelent. Az alsószeizi rétegekben mutatkozó gipsz evaporit a belsőkárpáti Gemeridák takarójához tartozó kifejlődés, nemcsak a dunántúli verfeni kifejlődéssel, hanem a Bükkhegységgel szemben is idegen. Nem azonos a mecsekhegységi permvégi gipszösszlettel sem, de a mecseki szeizi—kampili határon mélyfúrással elért evaporittal egyező lehet. Különleges vulkanizmusa és az erőteljes tektonizmus az egész vonulat önálló jellegét igazolja.

V. táblázat

Az északi hegységrészek triász kifejlődése

(Balogh K. nyomán, 1957)

Emelet		Bükkhegység	Rudabánya—Bódva	Határmenti vonulat
Nóri		? Világosszürke és fehér réteges, pados mészkő, nagy kagyló *(Megalodus?)* átmetszetekkel		Vörös, rétegezett, gyér szaruköves mészkő *Monotis*-félékkel Brachiopodás mészkő
Karni				Világos mészkő
Ladini		Világos, réteges—pados mészkő, gyér molluszkákkal Diabáztufa, diabáz és kvarcporfir Vörös és szürke szaruköves mészkő, dolomitbetelepülésekkel Sötét agyagpala mészkővel, szürke és vörös radiolináriás kovapala, barna és szürke homokkő és tufás homokkő	Kvarcporfir, diabáz Sötét agyagpala és kovapala Barnásszürke homokkő, zöldesszürke márga Rózsaszínű táblás szaruköves mészkő, radiolináriás kovapala, márgapala	Világos mészkő és cukorszövetű dolomit Világos és sötétebb mészkő gyér mészalgákkal
Anizusi		Jól rétegzett, világos szaruköves és dolomitos mészkő Porfirit, diabáz, tufa és agglomerátum Sötét bitumenes dolomit	Világos mészkő, gyér mészalgákkal és brachiopodákkal Cukorszövetű dolomit *Krinoidea*-nyomokkal Sötét bitumenes mészkő és dolomit	Brachiopodás—krinoideás mészkő Algás mészkő dolomitlencsékkel
Verfeni	Kampili	Sötét bitumenes, oolitos mészkő, agyagpala és dolomit	Zöldesszürke sárgásbarna agyagpala, lemezes mészkő és barnás homokkő	Sötét lemezes mészkő Zöldesszürke agyagpala, barnás homokkő, mészmárga
	Szeizi	Lilás, zöldes agyagpala és homokkőpala Vékonyréteges—pados, világosszürke mészkő, palás—agyagos homokkőbetelepülésekkel	Lilásvörös és zöldesszürke homokkő, zöld, vörös agyagpala Perkupai anhidrit és szerpentin	

Az alaphegységi triász képződmények összehasonlító jellegei

Mezozóos alaphegységeink triász képződményei három különböző kifejlődési területet képviselnek, azokon belül is kisebb fáciesváltozásokkal. *1.* Dunántúli Magyar Középhegység, a Balatonfelvidék rétegösszletének típusával, *2.* Mecsekhegység és a Villányi vonulat, *3.* Bükkhegység a hozzácsatlakozó Rudabányai—bódvavölgyi vonulat, a Szin—Aggtelek közötti karsztos határsávval.

Mindhárom alpi jellegű, a Dunántúli Magyar Középhegységben délalpi és északalpi keveredéssel, a Mecsekhegység délalpi és német epikontinentális kifejlődéssel, a Bükkhegység és kapcsolt részei délalpi jelleggel. A Dunántúli Magyar Középhegységben és a Mecsekhegységben a kristályos alaphegység mai helyzete a triász partvonal megállapítását több-kevesebb valószínűséggel jelezheti. A Bükkhegységben a triász üledékképződés az egykori partvonal helyzetéről semmi közelebbit nem ad. A Dunántúli Magyar Középhegység és a Mecsekhegység területe mozgékony küszöb, a triász üledékképződéssel lépést tartó fokozatos süllyedéssel, az alsótriász változatos üledékeiben legjobban rögzített térszíningadozással. Ilyen epikontinentális jellegű üledékképződést jelez a többé-kevésbé lefűződött öblökben képződött evaporit, az északi határmenti alsóverfeni gipsz—anhidritösszlet is.

Irodalom

Balogh K., Adatok a Gömör-tornai karszt geológiájához. Földt. Int. Évi Jel. Függelék. 10. 1948.

Balogh K., Az északmagyarországi triász rétegtana. Földt. Közl. 80. 1950.

Balogh K., Hámor környékének triász rétegei. Földt. Közl. 81. 1951.

Balogh K., Rudabánya környékének földtana. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról, 1952.

Balogh K.—Pantó G., A Rudabányai-hegység földtana. Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. 1952.

Böckh J., A Bakony déli részének földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 2. 1872.

Böckh J., Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. Földt. Int. Évk. 4. 1876.

Hofmann K., Adalék a Buda-kovácsi hegység másodkori és régibb harmadkori képződések puhány faunájának ismeretéhez. Földt. Int. Évk. 2. 1872.

Horusitzky F., A Budai-hegység hegyszerkezetének nagy egységei. Földt. Int. Évi Jel. Függelék. 5. 1943.

Imreh L., A mecseki felsőtriász homokkőösszlet felső részének kőzettani vizsgálata. Földt. Int. Évk. 45. 1. 1956.

Jámbor Á., A bükkhegységi Kisfennsík földtani újravizsgálata. Földt. Int. Évi Jel. 1955—56. 1959.

Károly E., Szarukövek a Budai hegységben. Földt. Közl. 66. 1936.

Kiss J.—Virágh K., Urántartalmú foszfátos kőzet a balatonfelvidéki (Pécsely) triászösszletben. Földt. Közl. 79. 1959.

Kutassy E., A budavidéki triász sztratigráfiája. Földt. Közl. 55. 1925.

Kutassy, E., Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der alpinen Triasschichten in der Umgebung von Budapest. Földt. Int. Évk. 27. 1927.

Kutassy E., Adatok a Vértes- és Bakony-hegységi fődolomit faunájának ismeretéhez. Földt. Közl. 63. 1933.

Kutassy E., Fődolomit és dachsteini mészkőfaunák a Budai-hegységből. Mat. és Term.-tud. Ért. 54. 1936.

Laczkó D., Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. Balaton tud. tanulm. eredm. I. 1909.

Lóczy L., ifj., A Villányi és Bán-kiskőszegi hegységekről. Földt. Közl. 42. 1912.

Nagy E., A Mecsekhegység alsóverfeni képződményeinek faunája. Földt. Közl. 89. 1959.

Magyarországi triász
(VADÁSZ E., 1958)

VI. táblázat

Triász	Emelet	Szint	Balatonfelvidék, Déli Bakony	Északi Bakony	Vérteshegység	Gerecsehegység	Buda—Pilishegység	Mecsekhegység	Bükkhegység, Rudabánya—Bódvavölgy	Északi Alpok	Déli Alpok
Felső	Raeti	*Avicula contorta*	Dachsteini mészkő *(Cardita austriaca)* Szürke és vöröses mészkő, kösszeni rétegek	Dachsteini mészkő		Dachsteini mészkő	Kösszeni rétegek Dachsteini mészkő	Finomabb—durvább homokkő, palás homokkő és homokos agyagpala, növénymaradványok *(Cardinia, Estheria)*		Dachsteini mészkő Kösszeni rétegek	Dachsteini mészkő
	Nóri	*Worthenia solitaria*	Födolomit	Födolomit	Dolomitos dachsteini mészkő Födolomit		Dolomitos dachsteini mészkő Dachsteini mészkő Halorellás dolomit		Vörös és szürke mészkő	Dachsteini mészkő és dolomit Födolomit	
	Karni	*Tropites subbullatus*	Felsőmárga: Födolomit *Cornucardia hornigi (Placochelys, Ostrea montis caprilis)* *Trachyceras austriacum* *Protrachyceras aon* Füredi mészkő	Raibli dolomit Sándorhegyi mészkő Felsőmárga-csoport	Raibli dolomit Szürke, tűzköves raibli mészkő (Csákberény)	Raibli dolomit (Epöl)	Márgás, koninckinás dolomit Szaruköves, márgás dolomit *(Ostrea montis caprilis)* Vörös mészkő *(Megalodus carinthiacus)*	Kiemelkedéses üledékváltozás	Sötétszürke tűzköves mészkő és mészmárga Világos, pados brachiopodás, csigás mészkő	Opponitzi mészkő és dolomit	Tóri rétegek
		Trachyceras aonoides					Dolomit			Luntzi rétegek Reingrabeni pala	Raibli rétegek
Középső	Ladini	*Trachyceras aon* *Daonella lommeli* *Protrachyceras reitzi*	Buchensteini-vengeni: Vörös, tűzköves, tridentinuszos mészkő, közbetelepült *Daonella lommeli* márgával Tufás, márgás vengeni rétegek *(Posidonia wengensis, Estheria)*	Sárgás mészmárga és pados mészkő	Diploporás dolomit		Diploporás dolomit Tűzköves, márgás mészkő	Sötétszürke és fekete táblás—leveles agyagmárga *Ostracoda*-val, *Anodontophora recta*, *Hybodus*-fogak és növénymaradványok	Kvarcporfir, sötétszürke, fekete agyagpala, mészpala és palás homokkő Diabáztufa, porfirit Vörös radiolarit és kovapala, szaruköves mészkő	Reiflingi mészkő Partnachi rétegek Wettersteini mészkő és dolomit	Schlerni dolomit: Kassziáni rétegek Vengeni rétegek Buchensteini rétegek
	Anizusi	*Ceratites trinodosus* *Rhynchonella decurtata* *Dadocrinus gracilis*	Tulajdonképpeni kagylósmészkő: Trinodosuszos mészkő Brachiopodás rekoaro mészkő Megyehegyi dolomit	Kagylósmészkő Megyehegyi dolomit (Iszkahegy)	?	?	?	Sötétszürke, gumós, táblás mészkő *Coenothyris vulgaris*, *Trigonodus*. Szürke, jólrétegzett mészkő, közbetelepült vékony, cukorszövetű dolomittal	Világosszürke és sötétszürke táblás, pados mészkő és dolomit Porfirit, diabáz és tufa	Sötét gumós mészkő és ramsaui dolomit	Trinodosuszos rétegek Rekoaro mészkő Gracilis rétegek
Alsó	Verfeni	*Natiria costata*	Lemezes mészkő és sejtes dolomit Tiroliteszes mészmárga *(Tirolites cassianus, Natiria costata, Turbo rectecostatus)* Csigás oolit *(Pseudomonotis)*	Iszkahegyi lemezes mészkő, lemezes dolomit és sárgásbarna mészmárga, csigás oolittal	?	?	?	Lemezes mészkő, sejtes dolomit és márgapala Dolomitos gipsz—anhidritösszlet	Szürke, bitumenes, lemezes, helyenként oolitos mészkő Dolomit Barna agyagpala, homokkőrétegekben	Verfeni palásszlet: Kampili rétegek	
		Pseudomonotis clarai	Meszes és dolomitos homokkő és konglomerátum *Pseudomonotis aurita*, *Pseudomonotis clarai*	Iszkahegyi vörös homokkőpala és tarka, homokos márgapala	Vörös és szürke, agyagos homokkő, a hegység déli, medenceüledékeivel födött előterében (Csákvár, Vál)	?	?	Vörös, szürke és zöldesszürke homokos agyagpala és palás, táblás homokkő	Gipsz-, anhidritösszlet, szerpentin Vörös homokkő és tarka agyagpala		Szeizi rétegek
Fekvőtag			Permi vöröshomokkő			?	?	Permi vöröshomokkő	Tengeri perm		

Noszky J., ifj., Kiegészítő adatok a Keszeg és Nézsa közti terület triászképződményeinek rétegtanához. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38. 2. 1942.
Noszky J., ifj., Földtani vázlat az Északi Bakony belső részéből. Földt. Int. Évi Jel. 1939—40. 1943.
Noszky J., ifj., Földtani megfigyelések a Bakonyi Kőris-Kékhegy vonulat K-i lejtőjén és a Papod-hegycsoportban. Földt. Int. Évi Jel. 1941—42. 1945.
Pálfy M., Tengeralatti forráslerakódások a budapesti triászkorú képződményekben. Földt. Közl. 50. 1920.
Pálfy M., A rudabányai hegység geológiai viszonyai és vasérctelepei. Földt. Int. Évk. 17. 1924.
Pantó G., A rudabányai vasérctelep földtani leírása. Budapest 1957.
Peters, K., Über den Lias von Fünfkirchen. Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. Wien. Mat.-Nat. Kl. 46. 1862.
Schafarzik F., Jelentés az 1883. év nyarán a Pilis-hegységben eszközölt felvételről. Földt. Közl. 14. 1884.
Schréter Z., A budai hegyek legrégibb képződménye. Földt. Közl. 39. 1909.
Schréter Z., A Bükkhegység triászképződményei. Földt. Közl. 65. 1935.
Taeger H., Adatok a Bakony felépítéséhez és földtörténeti képéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1910.
Taeger H., A tulajdonképpeni Bakony délkeleti részének szerkezeti alapvonásai. Földt. Int. Évi Jel. 1912.
Taeger H., További adatok a Bakony földtani viszonyaihoz. Földt. Int. Évi Jel. 1911.
Taeger H., A tulajdonképpeni Bakony középső részére vonatkozó földtani jegyzetek. Földt. Int. Évi Jel. 1913.
Taeger H., Újabb megfigyelések a tulajdonképpeni Bakony nyugati végéről és középső részeiről. Földt. Int. Évi Jel. 1914.
Taeger H., Vázlatok a tulajdonképpeni Bakony szívének keleti mezozóikus rögeiből. Földt. Int. Évi Jel. 1914.
Vadász, E., Die stratigraphische Stellung des Dachsteinkalkes in der Umgebung von Budapest. Ethika. Budapest 1920.
Vadász E., A Duna-balparti idősebb rögök őslénytani és földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 18. 1910.
Vigh Gy., Adatok az esztergomvidéki triász ismeretéhez. Földt. Közl. 44. 1914.
Vigh Gy., Adatok a budai- és gerecse-hegységi triász ismeretéhez. Földt. Közl. 57. 1927., 58. 1928.
Vigh, Gy., Führer in das Gerecse-Gebirge. Földt. Int. kiadv. 1928.
Vigh Gy., Adatok a Dunántúli Középhegység felsőtriászkori képződményeinek ismeretéhez. Bány. és Koh. Lapok, 66. 1933.
Vigh Gy., A Gerecse-hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. Földt. Közl. 73. 1943.
Vitális S., Triász a Bicskei medencében. Földt. Közl. 69. 1939.

Jura időszak

Felszíni mezozóos hegységvonulatainkban csak a Dunántúlon vannak jura időszaki képződmények: a Dunántúli Magyar Középhegységben, a Mecsekhegységben és a Villányi vonulatban. Ezek a magyar földtani kutatások legrégibb ideje óta alapvető tanulmányokban ismertetve vannak. Egyes bakonyi és gerecsei gazdag faunájú helyekről (Csernye, Piszke) már Hantken Miksa gyűjtéséből, a bécsi Földtani Intézet közleményeiben találunk adatokat. Hantken a csernyei *Ammonites* fauna földolgozásával foglalkozott. Megkezdett munkáját Prinz Gyula fejezte be. Ennek a klasszikus lelőhelynek korszerűen újragyűjtött faunája, érdemleges üledékföldtani, rétegtani vizsgálatokkal, most új földolgozás alatt áll (Géczy Barnabás). A mecsekhegységi jurával Hofmann Károly foglalkozott, sajnos leírás nélkül; a felsőjura egy részének faunaleírását Böckh János adta. Ez a fauna azonban korszerű, új leírásra és lényeges kiegészítésre szorul. A múlt század hetvenes éveitől ismert

és gyűjtött villányi gazdag bath—kallóvi *Ammonites* fauna külföldi monográfiában (Till) ismertetve, ifj. Lóczy Lajos földtani leírással kísért monográfiájában korszerűen feldolgozva, a világirodalomban ismert klasszikus magyar ősmaradványtársasággá vált. Több más kisebb-nagyobb jura tanulmány (Telegdi-Roth, Kovács, ifj. Noszky, Vigh, Vadász) mellett azonban mindmáig hiányzik a Bakony- és a Gerecsehegység jurájának egységes földtani összefoglalása, ami rétegtani tagolódás tekintetében és gyakorlatilag is nagyon sok megoldatlan kérdést tisztázhat.

A jura időszaki képződmények a Dunántúli Magyar Középhegység egyes részeiben azonos kifejlődésben, különböző mértékben, másmás tagokkal képviselve, jellemző alpi, hézagos településben mutatkoznak. Kizárólag nyílttengeri jellegű mészkő, tűzkő, alárendelten mészmárga- vagy kovás márgaüledékekből álló összlet, amiben helyenként gazdag fauna alapján a Dunántúli Magyar Középhegység nagy részét tekintve, a jura teljesen képviselve van. Egy szelvényben, folyamatos egymásrakövetkezésben és középeurópai szintekre elkülöníthető együttesben sehol sem található. Az egyes hegységtagok megfelelő jura tagozatában, az egységes kifejlődésen belül, üledékképződésben és települési módban is adódnak különbségek. Ezekről csak nagy általánosságban beszélhetünk, mert összefoglaló korszerű leírásuk még hiányzik. Ez az oka annak is, hogy a triászhoz hasonló részletezést a juráról még nem adhatunk.

A Bakonyhegység

Legteljesebb és legváltozatosabb a jura sorozat a Bakonyban, bár a triász képződményekre települve itt is csak egyes kisebb-nagyobb részekben szétkülönülten található a kréta és harmadidőszaki képződmények között. Különösen vonatkozik ez a Böckh Jánostól Déli Bakonynak nevezett részre. A Déli Bakony jura rétegeire vonatkozó félszázad előtti tanulmány óta, a bakonyi jura rétegekről csak értékes résztanulmányok jelentek meg, lényegesebb új ismerettöbblet nélkül. Jelentősebb megismerést hozott a bakonyi mangánérc felsőliász helyzetének fölismerése és annak részleteiben még vizsgálat alatt levő általános geokémiai, üledékképződési és ősföldrajzi folyamata. Mindezek nyomán ifj. Noszky megjelent gazdag vizsgálati eredményeinek és kéziratos jelentéseinek figyelembevételével a bakonyi jura sorozatról a következő áttekintés adódik.

Liász

Az alsóliász kezdő tagozata a triász dachsteini mészkőből hézagtalanul, üledékfolytonossággal, elhatárolhatatlanul, azonos kifejlődéssel folytatódik.

Ez a dachsteini jellegű mészkő vastagpados, főtömegében tömött egynemű, fehér, sárgás vagy világosszürke, felső részében kristályos szemcséssé válik. Helyenként oolitos, amit ifj. Noszky az összlet legalsóbb részéül megkülönböztet. Szervesmaradványokat nagyon gyéren tartalmaz. Vékonycsiszolatában bizonytalan nyomokon kívül ritkán *Foraminifera* metszetek, felsőbb részében Brachiopodák *(Terebratula punctata, Waldheimia mutabilis)*, kagylók *(Pecten hehli, Pleuromya)* és csiganyomok *(Chemnitzia)* mutatkoztak.

A dachsteini jellegű liász mészkőösszlet felső tagozata, elhatárolatlanul sárgásfehér vagy szürkés, tűzkőgumós, majd tűzkőrétegeket tartalmazó kovás, rózsaszínű vagy halványvörös mészkőbe megy át, amiből helyenként egyes fészkekben vagy lencsékben *Brachiopoda* fauna került elő. Ennek a Böckh Jánostól először leírt faunának egyik jellemző alakja a *Rhynchonellina hofmanni*, továbbá *Terebratula ovatissimaeformis*, *Terebratula baconica*, *Waldheimia herendica*, *Rhynchonella hungarica*, *Rhynchonella plicatissima*, *Spiriferina alpina* és kagylók *(Ostrea, Gryphaea, Pecten, Lima, Cardinia)*. Ifj. Noszky az Északi Bakonyban ebből a rétegösszletből gyér *Ammonites*-féléket *(Geyeroceras cylindricum, Arnioceras semilaevis)* említ.

A tűzkőgumók megjelenésével a mészkőképződés háttérbe szorul, és a tűzkő túlsúlyra jutva, vékony rétegekben észlelhető. Ezt a szennyesfehér, sárgás vagy szürkés, néha vöröses vagy rózsaszínű tömött, gyakran kilúgozott, likacsos szövetű tűzkövet, a Déli Bakonyban külön szintként jelöltem meg, noha nem különül el élesen az alatta levő rétegektől, sőt fokozatosan fejlődik ki azokból. Ifj. Noszky nem különíti ki, hanem az előbbivel egybefoglalva, abba betelepülésként tekinti. Ugyanakkor kikülönít azonban „fehér sárgásszürke, néhol rózsaszínű brachiopodás mészkövet, közbetelepült „hierlatz" lencsékkel és padokkal", ami a tűzkő alatti összletbe beleillik. Böckhnek a márkói Somhegyről leírt *Brachiopoda* faunája ezeknek a rétegeknek felel meg.

A tűzköves rhynchonellás fácies gyér faunája szegényes. Mikrofaunájában négytengelyű és egytengelyű szivacstűk és *Foraminifera*-félék vannak, Radioláriák nélkül ; Úrkúton a Brachiopodák közül a Rhynchonellák vannak túlsúlyban *(Rhynchonella urkutica, Rhynchonella palmata, Rhynchonella matyasovszkyi)*. Ezenkívül *Spiriferina angulata, Terebratula, Waldheimia linguata* és *Waldheimia partschi*, továbbá egyetlen *Arnioceras* cf. *cordieri* alak. Nyilvánvaló, hogy faunában nem különbözik az előbbi brachiopodás mészkőösszlettől, amibe ifj. Noszky besorolta, legföljebb szegényebb annál. Keletkezési viszonyaiban azonban határozottan eltér attól, mert a kovakiválás fölváltja a mészkőképződést.

Ifj. Noszky az alsó, dachsteini jellegű liász tagozat vastagságát 20—150 méterre, a középső, brachiopodás mészkövet rózsaszínű, vörös posidoniás rétegek betelepülésével 20—80 méterre becsüli. Ebben a tűzkőrétegek 5—10 m vastagságúak lehetnek, de ellenállóbb voltuk miatt a felszíni törmelékben nagy felületeket borítanak.

A Déli Bakonyban „vörös brachiopodás mészkő" megjelöléssel különböztettünk meg egy nem nagy vastagságú, kis felszíni elterjedésben mutatkozó világosvörös, egynemű tömött kőzetet, amiből *Geyeroceras cylindricum, Metophioceras conybeari* szintjelző *Ammonites*-féléken kívül nem a legjobb megtartású Brachiopodák kerültek ki *(Spiriferina brevirostris, Rhynchonella forticostata, Rhynchonella palmata, Terebratula nimbata, Terebratula foetterlei, Waldheimia partschi, Waldheimia linguata, Waldheimia herendica)*. Ez megfelelhet ifj. Noszky „húsvörös" pados, gumós, 2—3 m vastag mészkövének, amiből csak *Ammonites*-féléket említ *(Geyeroceras cylindricum, Partschiceras tenuistriatum, Phylloceras lipoldi, Juraphyllites limatus, Oxynoticeras* sp.). Ezek kétségtelenül az alsóliász felső részére jellemző alakok.

Az alsóliász föltétlen zárótagja rózsaszínű vagy vörös krinoideás—brachiopodás mészkő, aminek igen gazdag és kitűnő megtartású faunája több helyen, így az úrkúti Csárdahegy mangánkülfejtéssel föltárt, természetvédelmi területnek minősített karsztos—dolina térszínen észlelhető. Ugyanígy mutatkozik Eplényben is. A vörös tömött brachiopodás mészkővel el nem határolható

módon összefügg. Alsóbb rétegei túlnyomólag *Krinoidea* nyéltag és kariztörmelékből meg apró kelyhekből állnak, felsőbb részében halványvörös vagy fehér színű, kristályossá lesz, és csaknem kizárólag Brachiopodák kalcitos, átkristályosodott alakjaiból áll. Vastagsága, IFJ. NOSZKY szerint, 3—10 m között változik. NOSZKY nyilvánvalóan közbetelepülésként, félmétertől kétméteres vastagságú posidoniás rétegeket is említ. Igen gazdag jellegzetes északalpi „hierlatz" fáciesű faunájában a Brachiopodák uralkodók *(Spiriferina alpina,*



41. ábra. Karsztosodott hierlatz mészkő, Úrkút (KASZAP A. felv.)

Spiriferina angulata, Spiriferina pinguis, Rhynchonella-, Terebratula-, Waldheimia-félék, *Pygope aspasia).* Ezenkívül kagylók *(Lima, Avicula, Pecten),* csigák *(Trochus, Patella, Eucyclus)* és az apró *Ammonites* embriók tömege *(Juraphyllites, Geyeroceras cylindricum, Psiloceras, Arietites, Aegoceras, Oxynoticeras)* találhatók benne.

Ez a fauna kétségtelenül az alsóliász felső részét jelzi, amit megerősít az is, hogy a középsőliászban otthonossá váló alakok is vannak benne *(Pygope aspasia).* Keletkezése hullámveréses, lumasellás összehordottságra, tehát kis mélységű sekélytengeri részre utal. IFJ. NOSZKY fekete mangános foltokat s vékony tűzkőrétegeket és lencséket is említ, ezek azonban nem idetartoznak, hanem a karsztmélyedést kitöltő mangánösszletből származó utólagos festődések.

Valószínű, hogy ezek az alsóliász rétegmegkülönböztetések nem jelentenek mind egymásrakövetkező rétegsorrendet, hanem részben talán egymásba átmenő, heteropikus fáciesek. Ezt a bakonyi alsóliász rétegekkel általános értelemben vagy részvizsgálatokkal

foglalkozó szerzők mindegyike hangsúlyozza (Taeger, Telegdi-Roth, ifj. Noszky). Telegdi-Roth utal az egymás melletti liász rétegsorrendek sokféleségét okozó vízszintes rögeltolódásokra is. Ez részletes rétegszelvényezéssel, üledékföldtani és faunavizsgálattal megállapítandó. Az üledékképződésben a triászból folytatódó mészkőképződés az alsóliász alsó felében (hettangi emelet) változatlanul fehér és világosszürke színű mészkővel, megállapíthatóan egyező településben mutatkozik. Ennek felső részében jelentkező tűzkő-(kova) kiválás szembeötlő változást jelent az üledékképződésben, mert utána kezdetét veszi a jurabeli kőzetek élénk tarka, túlnyomólag vörös árnyalatú színeződése. Sem a kovakiválás, sem a vörös színárnyalatú kőzetképződés nem jelent azonban mélységváltozást. A vörös szín nyilvánvalóan vasfestődés, de egyes szintekben vörös agyagtól ered, ami a magasabb jura tagokban valóságos agyagos bevonatok vagy közbetelepülések alakjában is mutatkozik. A vörös agyag elegyrészek folyamatban levő üledékkőzettani vizsgálata ad majd választ a szárazföldi eredet kérdésére, ami viszont trópusi vagy szubtrópusi mállás eredménye lehet.

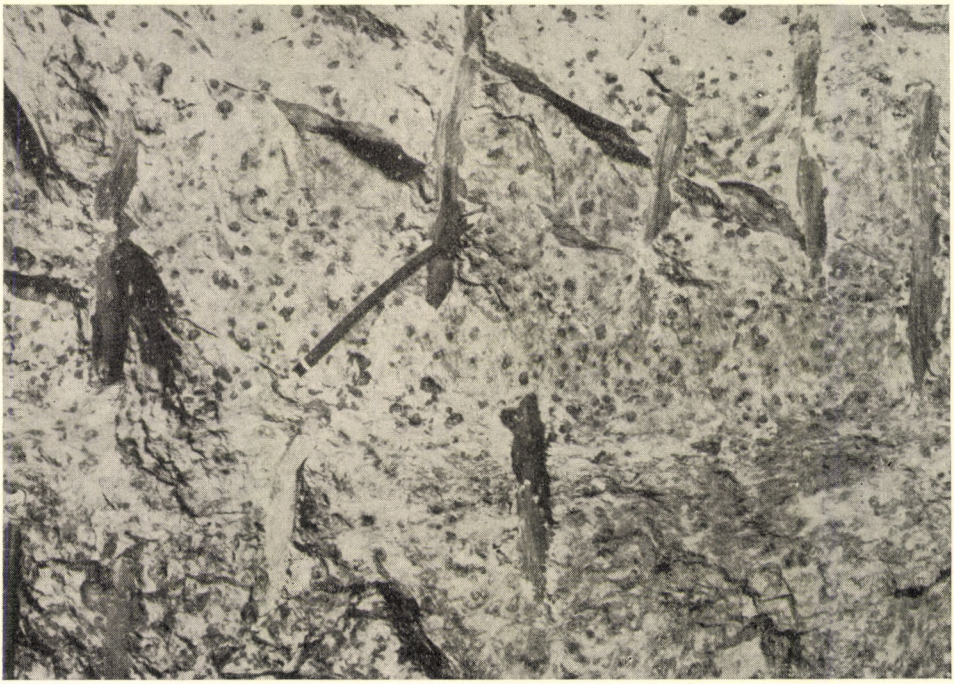
A jura tenger valószínű partvonalainak megállapítása már sokkal nehezebb, mint a triászban. A terrigén anyag csekély mennyisége és a vörös agyag egészen finomszemű volta szerint ez a partvonal nagy messzeségben kereshető. A kovakiválasztással megszakított világos színű mészkőképződés viszonylag melegebb tengerben történt, és az azt megszakító kovakiválás változást jelent a tengervíz fizikai és vegyi viszonyaiban. Ez lehet hideg áramlás általános betörése, ami a mészanyagot oldatban tartotta, s egyben kovaföldúsulást okozva, kovakicsapódásra vezetett. Ez a változás a további jura üledékek képződésében messzebbről hozott finom terrigén anyagszállítással és megismétlődő tűzkőképződéssel, állandósulhatott.

A középsőliászban a bakonyi jura üledékképződés folytatólagos haladásával vörös, fehér és szürke foltos, tömött, egynemű, mangáneres és mangángumós mészkő, mangánkéreggel bevont héjas *Brachiopoda* és *Ammonites* faunával jellemzett rétegek ismerhetők föl. Ezek kíséretében találunk tűzköves és posidoniás rétegeket is. A szentgáli Tűzköveshegyről ismertetett faunában Brachiopodák *(Pygope aspasia, Terebratula piccinii)*, csigák *(Trochus, Discohelix)*, *Nautilus*- és főként *Ammonites*-félék *(Cenoceras subtruncatus, Cenoceras tricarinatus, Harpophylloceras eximius, Phylloceras lipoldi, Partschiceras tenuistriatum, Lytoceras, Liparoceras striatum)* vannak. Ezeket a rétegeket a középsőliász alsóbb részébe helyezzük, amit igazol az alsóliász zárótagjául megismert brachiopodás rétegekre települt helyzetük is. Úrkúton, a felszínen az alsóliász tűzköves, rhynchonellás, illetve vörös brachiopodás rétegek fölött világosvörös, kristályos—szemcsés, krinoideás, kovás mészkőrétegek mutatkoznak, néhány csigakőbélen kívül *(Discohelix, Trochus)* *Nautilus* és uralkodólag *Ammonites* kőbelekből álló faunával, mangánkéreg és gumók nélkül. Jellemzői a *Hantkeniceras hantkeni, Zetoceras zetes, Calliphylloceras capitanei, Calliphylloceras semseyi, Lytoceras fimbriatum, Lytoceras baconicum, Pleuroceras spinatum, Deroceras armatum, Protogrammoceras normannianum, Fuciniceras boscense, Coeloceras mortilleti, Coeloceras italicum.* Ezenkívül gyakori az *Ausseites italicum.* Ezek a faunaelemek a középsőliász felső tagozatát jelzik. Az úrkúti mangánbányából kikerült zöld agyagbevonatos *Lytoceras francisci* és *Lytoceras postfimbriatum* is ezt a felső határt, még inkább talán már a felsőliászt jelzik. A középsőliászhoz tartoznak még vörösbarna tűzkőrétegek is.

A középsőliász ilyen kettős tagozatú, változatos kifejlődése az Északi Bakonyban is fölismerhető (Csernye, Lókút). A rétegösszlet felső részében vannak sárgásbarna tűzkőrétegek és posidoniás közbetelepülések is.

A szentgáli és úrkúti rétegek különböző kőzetkifejlődése és faunakülönbsége is azt bizonyítja, hogy a mangángumós rétegek alsóbb tagozatot képviselnek, míg az úrkúti tűzköves rétegösszlet a középsőliász zárótagja lehet. Ifj. Noszky ezt az egybefoglalt középsőliász tagozatot 40 m vastagságúra becsüli.

A bakonyi liász sorozatban az alsóliásztól a középsőliász végéig terjedő rétegösszletek többé-kevésbé azonos jellegű, folyamatos üledékképződést adnak, túlnyomólag mészkőképződéssel. A felsőliász határán föltűnő üledékváltozás áll be, a mészkő teljes kimaradásával. A régebbi irodalmunkban a felsőliász—alsódogger rétegösszletet elválaszthatatlan faunaegyüttesben ismertük, de ebben a faunában a felsőliász alsó tagozatát jellemző faunaelemek hiányoznak. Ebből a faunaegyüttesből irodalmilag csak a liász és a dogger el-



42. ábra. Fehér agyag mangánpizolitokkal, Úrkút, III. akna (Pellérdyné felv.)

határolás nehézségeire következtettek, rámutatva arra az alpi kifejlődésű jurában másutt is hasonlóan mutatkozó tényre, hogy az alsódogger aaléni emelete a liászhoz csatolható, s a jura nem három, hanem angol mintára két részre, liászra és oolitra tagolható. Az üledékhiányt pedig a jura rétegek amúgy is hézagos települési viszonyaival magyarázták.

A bakonyi mangánösszlet

A legutóbbi évek kritikai vizsgálatával elindított tanulmányok nyomán ez a felsőliász hézag a mangánösszlettel kitölthető. Rétegösszletének és gyakorlati vonatkozásainak fölismerése ifj. Noszky vizsgálataihoz fűződik. Úrkúton és Eplényben felszíni törmeléknyomokban vagy a más célú kutatások során bányaművelésben föltárt és ismertté vált mangánösszlet zöld, limonitbarna, sötétszürke és fekete sávos—palás agyagrétegekből áll,

mangánkarbonátos agyaggal, oxidos mangánteleppel és mangángumókkal. A mangános agyagösszlet fekvőjében, Úrkúton középsőliász tűzköves rétegek kioldásos, vegybomlásos porladó anyaga és murvája, a brachiopodás alsóliász mészkő vagy a középsőliász ammoniteszes mészkő és tűzkő, korróziós, egyenetlen felszínű része található, fedőjében táblás—palás sötétszürke radioláriás agyagmárga települ, kalcitosodott *Radiolaria* vázakkal, közbetelepült kovás posidoniás rétegekkel. Eplényben a hasonló kifejlődésű mangánösszlet helyenként az alsóliász brachiopodás vörös mészkő egyenetlen felszínére, rendes települési helyzetében pedig a középsőliász ammoniteszes táblás mészkőre települ. A mangánösszlet alsó, zöld agyagos részéből Úrkúton nagy kovásodott fatörzsek *(Podocarpoxylon hungaricum)* és szenesedett fatörzsdarabok kerültek ki. A zöld agyag apró halfogakat, szivacstűket, tengerisün tüsketöredékeket, apró kagyló- és csigakőbeleket, Ostracodákat és Foraminiferákat tartalmaz. A palás agyagos mangánrétegből ganoid halmaradvány, halcsonttöredék és pikkelyek kerültek ki. Ifj. Noszky laposra nyomott *Harpoceras*-félét is említ. Mindezek kétségtelen tengeri üledékképződést bizonyítanak. A fekete mangános agyagpalába fehér kovás posidoniás—lumasellás vékony táblák települnek bele. A mangánösszlet vastagsága Úrkúton 3—8 m. A terrigén anyag az agyagrétegek mindegyikében minimális, gyakorlatilag semmi. Ez nyilvánvalóan partoktól távolabbi nyílttengeri keletkezésre mutat. A kovásodott fatörzsek viszont partoktól nem nagy távolságra utalnak. A mangánképződés különleges mangánföldúsulású tengervízből kicsapódott vegyi üledék. Ezzel kapcsolatban kovakiválás is volt tűzkőképződéssel, mészhéjú Foraminiferák átkovásításával és *Radiolaria* kovavázak anyagának meszesedésével.



43. ábra. Agyagsávos, gyüredezett mangánrétegek, Úrkút, I. akna (Pellérdyné felv.)

A felsőliász alsó tagozatát képviselő mangános agyagösszletnek itt adott régebbi keletű általános jellemzése óta az ércbányászat fejlesztése, valamint a kifejlődések genetikai összefüggésének érdekében, ifj. Noszky irányításával sokirányú ásványtani, üledékföldtani és vegyi vizsgálatok történtek. Ezek a mangánérc települési módjára és jellegére vonatkozóan, sok részletet tisztáztak, üledékföldtani tekintetben azonban még számos nyitott kérdés vár megoldásra. Az alábbiakban, részletezés nélkül foglaljuk össze az eddigi megállapításokat.

A mangánösszlet Sz. Drubina Magda részletes üledékásványtani vizsgálatai szerint oxidos és mangánkarbonátos sokféle színű, változatos összetételű agyag illetőleg

pelites üledék. Az oxidos rész konkréciós, kristályos, réteges—lemezes, agyagos, ritkábban pizolitos szövetű. Az összlet alján réteges, lemezes, pados mangán, a fekvőmészkő egyenetlen felszínét követő szabálytalan településben, vékony vörösbarna, barnásfekete, néha zöld agyagcsíkokat tartalmaz 0,5—10 cm vastagságú rétegekben. Anyaga főként piroluzit, alárendelten manganit, ritkábban wad. Települése a középső- vagy alsóliász mészkő, eddig még elfogadhatóan nem magyarázott keletkezésű egyenetlenségeit követi. A pizolitos mangánoxid főleg a kisérő világos agyagösszlet felső részén, ritkásan elszórt 0,5—2 cm átmérőjű pizolitokban mutatkozik. A konkréciós, kristályos mangánoxid a mangánkarbonátos agyagösszletben rendszertelenül mutatkozó kisebb-nagyobb (0,01—1,5 m) tűzkővel átitatott kvarceres, gömbhéjas mangángumókban mutatkozik, vékony limonitkéreggel, kristályos piroluzit- és tömött pszilomelánrétegek váltakozásával.

A mangánkarbonátos képződmény elsődleges üledék, finomszemű, tömött, lágyabb vagy keményebb agyagmárgaösszlet, szürke karbonátos és barna oxikarbonátos részekkel. A szürke karbonátos agyag világos, szennyesfehér, szürkésrózsaszínű, helyenként zöld agyagsávos és finomréteges. Mikroszkópi képben igen apró, homogén karbonátszemcsék mozaikszerű elrendeződését mutatja, kevés agyagos szennyezéssel. Mangánásványa rodokrozit, mellette kalcit- és szideritkristályok vannak. Ezenkívül piritgumók, valamint sűrű apró gömbös bakteriopirit vagy apró pirithexaederek. Járulékos ásványok glaukonit, kevés illit, igen ritka biotit, muszkovit és dolomitszemcsék. Az összlet felső része a rendesnél (1—2%) nagyobb foszfortartalmú (14—22% P_2O_5).

A barna oxikarbonátos rész világosbarnától csokoládészínig, sőt fekete árnyalatig változó, finom világosszürke és rózsaszínű sávokkal, kolloidos agyagmárga képződmény. Rodokrozit mellett amorf mangánoxidhidrát (vernadit) és goethit mutatkozik. Pirit és szideril hiányzik, kalcit kevés, agyagásványa illit. Kén- és foszfortartalma igen csekély. Az élénkzöld sávok és közbetelepülések részben vagy egészben glaukonitból állanak.

A mangánösszletet kísérő és fedőtagozatát jelző szürke finomsávos, radioláriás agyagmárga kalcitot, kaolinitet, illitet tartalmaz, gyakori pirittel, ritka glaukonittal és dolomittal. Szemcsenagysága kolloidális jellegű, főleg illit. Színeződése a vas- és mangántartalom szerint fehér, halványsárga, limonitsárga, barna, rózsaszín, vörös, zöld, szürke és fekete, váltakozó vékonyabb-vastagabb sávokban, csíkokban vagy kiékelődően gyér muszkovit, biotit és limonit szemcsékkel. A mangános agyagösszlettel üledékfolytonossággal összefügg, hirtelen kimaradó illetve hiányzó mangántartalommal.

Az eddigi megítélés szerint, az úrkúti bányafeltárásokban és a hozzátartozó föltkutatott területen, a mangánoxid és a mangánkarbonátos kifejlődések bizonyos területi elkülönültségben mutatkoznak. Az oxidos kifejlődés a terület délnyugati és keleti részén, a karbonátos kifejlődés főként a nyugati részen jelentkezik, gyakorlatilag megkülönböztetett három telepresszel. Az utóbbinak későbbi föltárása hozta meg a karbonátos kifejlődés sokáig mellőzött fölismerését is. A két szélsőséges területrész között, átmenetként, mindkét kifejlődés megvan. Egymáshozi viszonyuk üledékföldtani tekintetben még nem egészen tisztázott. Települési helyzetben is eltérések vannak. A délnyugati részen mindkét kifejlődés rendes liász rétegsorozattal mutatkozik karbonátos alakban, amelynek felső része oxidos, felsőliász—dogger fedőrétegek nélkül, közvetlenül diszkordánsan települő apti fedőrétegekkel. Délkelet felé a középsőliász fekvőrétegeken oxidos kifejlődés van, s fölötte a karbonátos összlettel megy át a felsőliász fedőtagokba. Északon az ottani szerkezeti zavarok miatt a kifejlődések viszonya még nem eléggé tisztázott. Keleten, a terület szélén (Csárdahegy) határozottan másodlagos, abráziós összehordottsággal a dolinatérszint kitöltő település mutatkozik, eocén fedőrétegekkel.

A mangánösszlet képződése föltűnő üledékváltást jelent a bakonyi liász összletben. A mészkőképződés hirtelen megszűnik, és élesen határolódó, nem terrigén anyagú pelitképződés váltja föl, egyenlőtlen mangánkiválással. A mészkiválás hirtelen megszűnése kiemelkedés nélkül, csak a vízhőmérséklet hirtelen megváltozásával, hideg tengeráramlással magyarázható, ami hozhatott egyszersmind távolabbi területrészekről finom kolloidos agyagrészeket is.

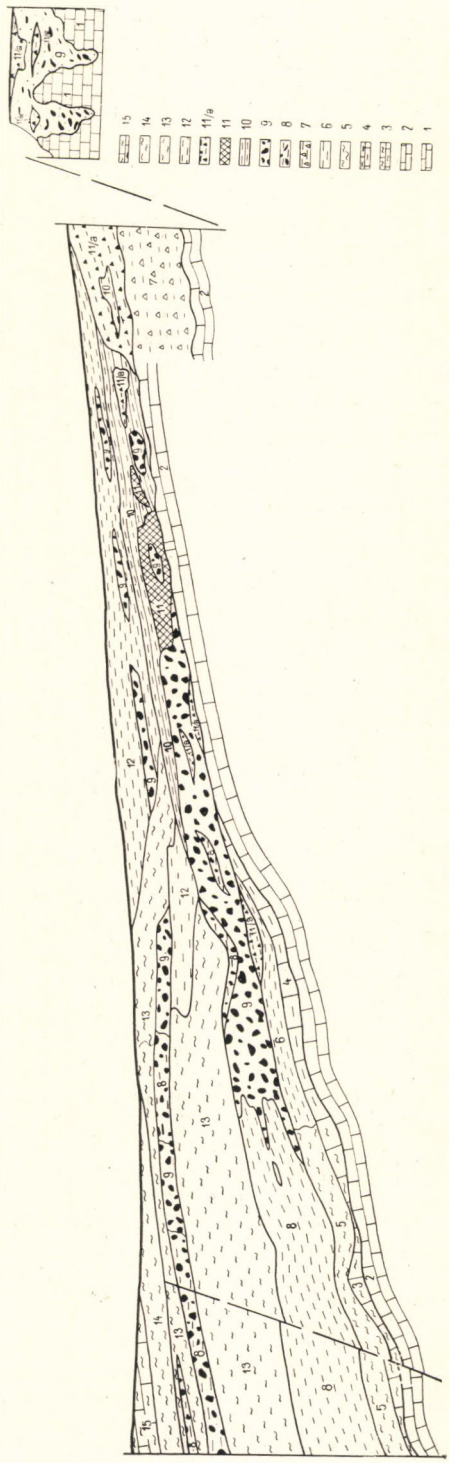
A középsőliász határán beálló hirtelen és éles üledékváltozást alátámasztja az oldási maradékok nehézásvány vizsgálata is. Ennek eredményei alapján megállapítható, hogy a középsőliász felső szintjének szürke mészmárga- és tűzköves mészkőrétegeiben a csekély oldási maradék túlnyomóan metamorf illetve bázisos magmás eredetű nehézásványokat tartalmaz. Uralkodó ásványfajták: disztén, gránát, aktinolit, amfibol, biotit, muszkovit, turmalin, titanit. Kisebb mennyiségben előfordul cirkon, epidot, zoizit, sztaurolit, diopszid, tremolit, antofillit, rutil, augit és korund is. Üledékes eredetű ásványok: dolomit és limonit, emellett kevés klorit, glaukonit, apatit és barit

is jelentkezik. A könnyű ásványrészlegben néhány kvarcszemcse és közepes bázisos földpát található a szerves váztörmeléken kívül.

Ezzel szemben a felsőliász mangánüledékösszletet és a vele kapcsolatos radioláriás márgát vizsgálva szembetűnő a metamorf ásványok teljes hiánya és az autigén ásványelegyrészek túlnyomó volta. Uralkodó ásványok itt a pirit, limonitos glaukonit, zöld glaukonit és limonit. Kevésbé gyakori a barit és dolomit. Magmás ásványok közül kizárólag muszkovit és biotit mutatkozik, igen alárendelt mennyiségben. A könnyű ásványrészlegben kalcedonos és dolomitos szerves váztöredékeken kívül csak néhány kvarcszemcse található.

Az üledékképződés különlegessége a mangános összletben további részletes paleoökológiai vizsgálatot kíván, főként a mikrofauna tekintetében. Föltűnő geokémiai folyamatot jelez a mésztartalom hiánya, és a kovakiválás, valamint az egyidejű és utólagos kioldásos jelenségek. Föltűnő a *Radiolaria* vázak utólagos meszessé válása, ami egyébként az alpi jura kifejlődésekben, sőt azon kívül is, általánosan ismert, de még kellően nem magyarázott jelenség. Hidegvízű áramlásokra utaltunk ugyan, azonban egyidejű és többféle utólagos földtani, geokémiai és biokémiai folyamat összhatásával kell itt számolnunk.

Ifj. Noszky részletes bányaszelvénye szerint Úrkúton mintegy 40—45 m vastag középsőliász és a mangánösszletet is beleszámítva, ugyanilyen vastagságú felsőliász rétegsorral van dolgunk, az alsódogger felé elhatárolatlan folyamatossággal. A mangánösszlet a középső- és a felsőliász határán illetve az utóbbi alján foglal helyet, mintegy 10—15 m vastag zöld, barna, szürke, leveles—sávos agyagmárgarétegekkel, fedőjében sötétszürke, vastagpados, radioláriás agyagmárgával (24 m). A harántfolyosóban föltárt középső- és felsőliász rétegsor egyes tagjai, beleértve a közbetelepült mangánösszletet is,



44. ábra. Az úrkúti mangánérctelep kifejlődési vázlata (Cseh Német J. nyomán): 1. alsóliász brachiopodás mészkő, 2. tűzköves mészkő, 3. gumós, márgás mészkő, 4. gumós, agyagos mészkő, 5. tűzköves márga, 6. tűzköves agyag, 7. agyagos tűzköves törmelék (2—7. középsőliász), 8. felsőliász karbonátos mangánércösszlet, 9. felsőliász oxidos mangánércösszlet, 10. felsőliász mangánérces agyag, 11. áthalmozott oxidos mangánérc, 11a. agyagos tűzkőtörmelék oxidos mangánércszemcsékkel, 12. felsőliász fedő agyag, 13. felsőliász radioláriás márga, 14. dogger ammoniteszes márga, 15. dogger tűzköves márga

teljes konkordanciával észlelhetők a folyosó 200 méteres szakaszát kitöltő É—D-i tengelyű lapos boltozat alakjában, melynek keleti szélén levő zavargásban a középsőliász táblás mészkő erős ráncolódást mutat. A boltozat jellegű település nyugati végén pedig a felsőliász és alsódogger táblás—tűzköves mészkő, ugyancsak izoklinális redőzöttséggel észlelhető. Az egész rétegösszlet genetikai egysége vitathatatlan; összetartozó, folyamatos tengeri üledékképződés.

VII. táblázat

A bakonyi mangánösszlet jura kifejlődési rétegsorrendje

(Noszky J., K. Sidó M., Sz. Drubina M. vizsgálatai nyomán)

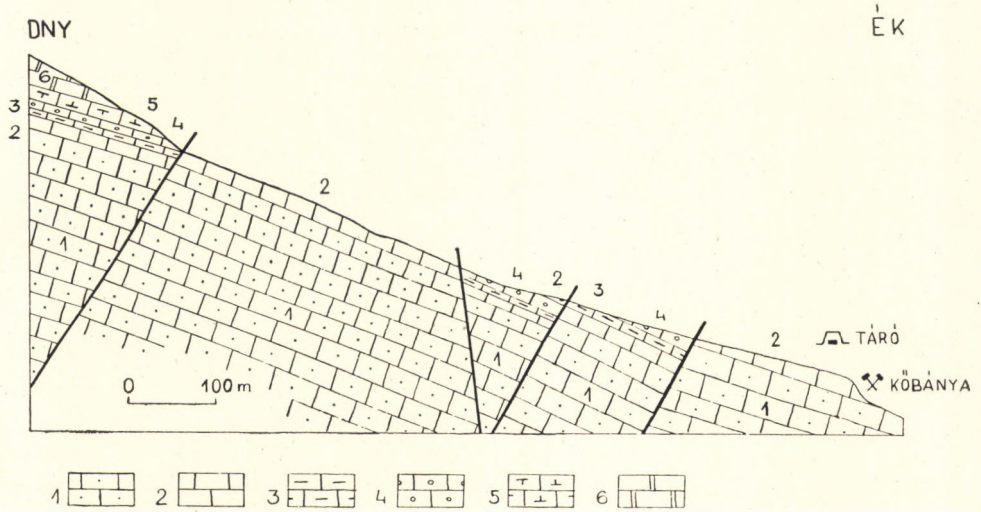
Emelet		Rétegvastagság m Úrkút körzet	Eplény körzet
Felsőmalm Titon	Halványvörös és fehér mészkő és mészmárga	Hiányzik	+
Kimeridgei	Vörös gumós, ammoniteszes mészkő	Hiányzik	+
Kallóvi és alsómalm	Sárgásfehér, tűzköves, kovás márga és tűzkő	5—70	+
Bath	Szürke, tűzköves, lemezes posidoniás mészmárga és vörös, zöldfoltos mészkő	20—70	+
Bajóci Aaléni	Sárgásbarna, zöldfoltos, gumós, ammoniteszes mészmárga. Eplényben vörös, agyagos, gumós, tűzköves mészkő, *Ammonites* faunával	5—15	*Ludwigia murchisonae*
Toarci	Sötétszürke, finomsávos radioláriás agyagmárga. Eplényben szürke vagy vörös, tűzköves táblás posidoniás—krinoideás mészkő	10—40	*Hildoceras bifrons*
	Fehér, zöldsávos, barna és sötétbarnasávos mangánkarbonátos márgaösszlet	2—25	+
	Tarka agyagösszlet oxidos mangánnal	0,5—3	+
Doméri	Zöldesszürke, krinoideás mészmárga, gumós, tűzköves, táblás mészkő	5—25	+
Pliensbachi	Vörös, agyagos, gumós, kovás—tűzköves, ammoniteszes mészkő	20—40	+
Lotharingi	Vörös, tömött és kristályos—szemcsés, krinoideás—brachiopodás mészkő	20—60	+
Szinémuri	Rózsaszínű, tűzköves rhynchonellás mészkő	100	+
Hettangi	Fehér, sárgás vagy világosszürke, dachsteini jellegű mészkő	100—150	+

A mangános üledékképződés az alpi kifejlődésben általánosan ismert jelenség, különösen a malm összletben, radiolarittal és tengeralatti bázisos vulkánossággal kapcsolatban. A bakonyival egyezőnek vehető felsőliász karbonátos—radiolaritos kifejlődést mintegy 40 m vastag, kevéssé palás, kovás mészkőösszletben, 0—24% Mn-tartalmú részekkel, a Keleti Alpokban, a Tennengebirge „strubbergi rétegeiből" ismerünk (Plöchinger, 1952).

A felsőliász magasabb részébe a mangánösszlet úrkúti leveles–táblás, sötétszürke radioláriás agyagmárga fedőrétegösszlete (24 m) és közbetelepült kovás fehér posidoniás táblák tartoznak. Ezek Úrkúton a III. akna főszállító harántfolyosójában boltozatot formálva, fedőjükben ugyancsak gyűredezett sárgás- és zöldesszürke táblás–lemezes, tűzkőzsinóros posidoniás mészkőbe mennek át (45. ábra). A külszínen szürkésvörös, rózsaszínű vagy barna, vörös, agyagos, cephalopodás, krinoideás, néha tűzköves mészkőrétegek következnek *Hildoceras bifrons*, *Harpoceras falciferum*, *Lillia*, *Dactylioceras*, *Lytoceras cornucopiae* jellemző felsőliász alakokkal. Ezek a rétegek Eplényben a külszínen és a mélyművelésben is a mangánösszlet közvetlen fedőjét szolgáltatják. Csernyén és Szentgál határában a középsőliász ammoniteszes mészkő fedőjét adják, konkordáns településsel.



45. ábra. Összetört boltozatforma a felsőliász rétegösszletben, Úrkút, III. akna (Tildy Z. felv.)



46. ábra. A csernyei tűzköves árok szelvénye (Géczy B. nyomán): 1. hettangi–szinémuri dachsteini típusú mészkő, 2. pliensbachi tömött mészkő, 3. toarci agyagos mészkő, 4. aaléni–bajóci gumós agyagos mészkő, 5. bath–kallóvi–oxfordi–kimeridgei–titon tűzköves mészkő és mészkő, 6. alsókréta krinoideás mészkő

Itt a közbeeső mangánösszlet hiánya rétegközi tektonikus kihengerlődésből eredhet.

A felsőliász zárótagjának, vagy a dogger kezdőszakaszának tekintett aaléni emelet szorosan kapcsolódik, és faunában is elkülöníthetetlen az előbbi ammoniteszes mészkőrétegektől. Ez zöldesszürke és vörösbarna, kevésbé agyagos, gumós, ammoniteszes mészkő. *Ludwigia murchisonae* vezetőalak mellett a csernyei fauna gazdag *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Hammatoceras* alakjaival. Ugyanígy észlelhető az eplényi mangánfedőösszletben is. Ezzel az üledékképződés mészkő jellege fokozatosan visszatért, és eleinte a doggerben imittamott némi agyagos beütéssel a jura további szakában állandósult. Mangános nyomok, apró gumókban vagy erekben a felsőbb tagozatban is többször jelentkeznek. A mangánkiválás tehát az alpi kifejlődésű jurában általános üledékképződési sajátság a kova- és tűzkőképződéssel (radiolarit) együtt.

Dogger

A bakonyi jura képződmények további magasabb tagozatairól összefoglaló irodalmi adataink még nincsenek. Ifj. Noszky kéziratban levő jelentései és ismertetései az anyagföldolgozás hiánya miatt még nem tükröznek teljesen kialakult véleményt. A különböző helyeken szétszórtan mutatkozó rétegek mészkőkifejlődései kétségtelenül az egész jurán át folytonos üledékképződést jeleznek, mindvégig változatlan nyilttengeri jelleggel. A sokszor azonos külsejű mészkőrétegek megkülönböztetése csak faunaelemek alapján lehetséges, ezek hiányában nagy gyakorlatot és ismeretet igényel, amit csak a korszerű anyagföldolgozástól várhatunk.

A bajóci emeletbe az aalénihez hasonló rózsaszínű zöldesszürke foltos, agyagrétegközös, gumós, ammoniteszes mészkő tartozik *Cadomites bayleanum* vezetőalakkal, 20—25 m vastagsággal, felső részében Ifj. Noszky szerint 1—2 m vastag sárgásrózsaszínű brachiopodás mészkővel. Az utóbbiban újtípusú, ebben a szintben nálunk eddig ismeretlen *Rhynchonellina*-féléken kívül a jellemző *Terebratula*-, *Glossothyris*-, *Rhynchonella*-félék és szintjelző *Cadomites* alakok találhatók.

A bath emeletet barnásvörös, mangángumós, néhány méter vastagságú tömött mészkő képviseli, jellemző *Ammonites* faunával (*Holcophylloceras mediterraneum*, *Sphaeroceras bullatum*, *Parkinsonia parkinsoni*, *Spiroceras bifurcatum*, *Stephanoceras humphriesianum*). Ez a mangángumós mészkőösszlet elhatárolatlanul a kallóvi emeletet is képviseli, s fehér, rózsaszínű és szürkés mészmárgába megy át (*Posidonia alpina*), majd sárga, májbarna és szürke, mangános radioláriás tűzkőrétegekkel a malm alsó részét, az oxfordi emeletet is magában foglalja.

Ifj. Noszky a tűzköves, kovás márgarétegek mállottabb anyagából kitűnő megtartású gazdag *Radiolaria* faunát oldott ki, amelynek ismertetése még hiányzik. A Radiolariák nem korjelzők, de nyílttengeri fáciest igazolnak. A keletkezési mélységet a tűzkőképződés kérdésének üledékföldtani megoldásától várhatjuk. A bakonyi jura tűzkőrétegeinek harmadik főszintje ez, az alsóliász és a középsőliász felső részében mutatkozó, részben külsőleg is fölismerhető és kísérő rétegek szerint biztosan rögzíthető tűzkőrétegei mellett. Behatóbb üledékkőzettani vizsgálatuk esetleg a szintek fölismerésére és a keletkezési módra érdemleges megismeréseket szolgáltathat. Hasonló tűzkőszintek a Dunántúli Magyar Középhegység többi részének megfelelő jura rétegeiben is kimutathatók.

A kallóvi—oxfordi emeletekre terjedő radiolaritos rétegösszlet vastagságát Ifj. Noszky 70 méterre teszi, ami valamennyi többi jura tagozat között a legnagyobb vastagság volna. Ez a megállapítás is újravizsgálatra vár.

Malm

Az oxfordi emeletet is kitöltő radiolaritra, a kimeridgei emelet alpi jellegű, általános elterjedésű faunával jellemezett vezetőrétege, a barnásvörös vagy lilásvörös, sárgafoltos, tömött, gumós mészkő következik, *Aspidoceras acanthicum*, *Streblites tenuilobatus*, *Waagenia hybonota*, *Phylloceras silesiacum*, *Ptychophylloceras ptychoicum* jellemző alakokkal. Vastagsága IFJ. NOSZKY szerint 0,5—10 m között változik.

A malm zárótagja a titon emelet, alsó része rózsaszínű és fehér, tűzköves gumós mészkő, a jellemző *Pygope diphya*, *Lytoceras sutile*, *Haploceras staszycii*, *Aspidoceras cyclotum* és *Perisphinctes transitoris* alakokkal. Mikrofaunájában a titon emeletre jellemző *Calpionella alpina* és *Calpionella elliptica* gyakoriak.

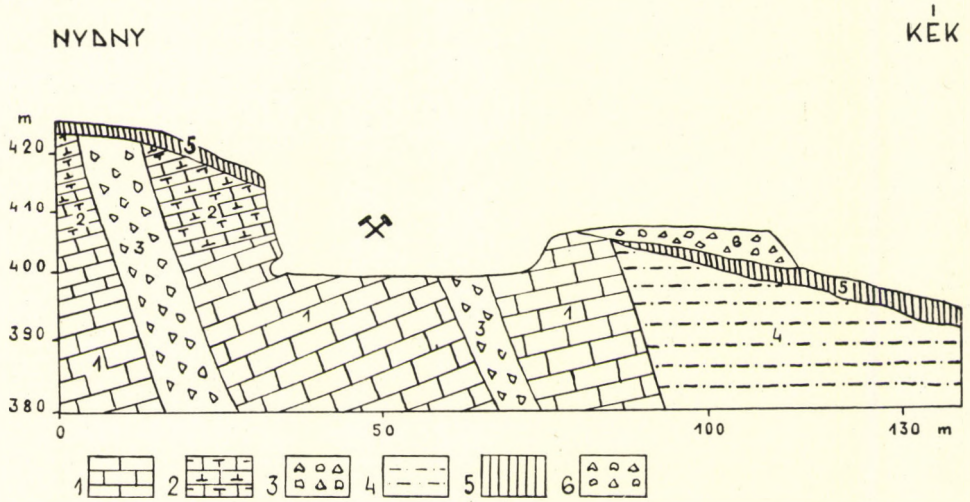
Az alsótiton rózsaszínű vagy sárga, tömött, simatörésű mészkőrétegeit a Déli Bakonyban, helyenként breccsiás szövete és idősebb jura tagok törmelékét tartalmazó zárványok alapján transzgressziós jellegűnek ítéltem. Ezt igazolta az a megfigyelés, hogy az akkori föltárási viszonyok szerint a titon a nóri dolomitrétegeken diszkordáns településűnek látszott. A jura üledékek azóta megismert bakonyi folytonos üledékképződése szerint ez a helyi jellegű diszkordancia tektonikus is lehet, a breccsiásodás pedig kétségtelenül az újkimmériai mozgásokkal kapcsolatos fenékmozgásból, részleges kiemelkedésből eredő lehet. Erre mutat az úrkúti mangánterület újabb bányaföltárásaiból adódó azon fölismerés, hogy ott a malm, sőt a dogger felsőbb tagozatai, kétségtelen juravégi (újkimmériai) kiemelkedéssel járó krétaeleji lepusztulásból következőleg, hiányoznak, és a megmaradt jura rétegek erősen karsztosodott, egyenlőtlen térszínére az apti rétegösszlet transzgredál. IFJ. NOSZKY egyik jelentésében a radiolarit és a kimeridgei emelet között helyenként diszkordanciát jelez. Ez is helyi jellegű, utólagos kimozdulásból származhatik.

A felsőtitont mészmárga és mészkő tüskésbőrű és *Ammonites* faunával *(Hoplites callisto, Haploceras titonicum, Collyrites verneuili)* nem általános elterjedésben, különösen Zirc és Lókút körül, jól megkülönböztethető módon képviseli.

Összefoglalás

A bakonyi jura sorozat területi eloszlásának egyik alapvető jellege az üledékhézagos település, azaz a különböző területrészek jura szelvényében más-más rétegsorok jelenléte. Vonatkozik ez a Déli Bakony régebbi leírásában ismertetett jura szelvényekre, de ugyanez kitűnik TELEGDI-ROTH északbakonyi szelvényeiből is. A Déli Bakonyban, újabb feltárások révén Úrkút környékén, a középsődoggerig terjedő rétegeket találjuk a felsőjura teljes hiányával. A szentgáli Tűzköveshegy területén a kallóvi—alsómalm tűzköves kovás márgarétegei s az alsótiton is megtalálható. Sümegen az alsómalm rétegek hiánya mutatkozik. A titon rétegeknek több helyen diszkordáns települését TELEGDI-ROTH tektonikus érintkezésnek tekinti. IFJ. NOSZKY az egész Bakonyra terjedően, folytonos üledékképződést tételez föl hézagtalan rétegsorral, TELEGDI-ROTH szerint a liásztól a titonig terjedő mélyülő tengerrel, a titonban kezdődő sekélyebbé válással. A különböző tagok hiánya és az észlelhető üledékhézagok a hegység különböző rögegységeiben, részben vízszintes eltolódásokkal, a Déli Bakonyban azonban határozott juravégi kiemelkedést jelző, igen jelentős a felsőliászig terjedő szárazulati lepusztítással (úrkúti mangánterület), krétaeleji karsztosodással, majd kréta és harmadidőszaki transzgressziós abrázióval magyarázható. A nagymértékű lepusztítást az Északi Bakonyban a helvéti és tortonai kavicsösszletben levő nagy mennyiségű jura tűzkőkavics jelzi. Mindezek a nehézségek azonban nem jelenthetik a rétegtani tagolódás, még kevésbé a fáciesazonosságok vagy eltérések fölismerésének lehetetlenségét.

Üledékképződés tekintetében az alsóliász azonos kifejlődéssel, folytonos üledékképződéssel fejlődik ki a triászvégi dachsteini mészkőből. A dachsteini mészkő keletkezési mélységét egészen sekélytengerinek minősítjük. Az alsóliász brachiopodás—krinoideás mészkő sem haladja meg ezt a mélységet. Telegdi-Roth szerint a bakonyi jura kifejlődés „nyilvánvalóan jelzi a tengerfeneknek a liász kezdetétől fokozatos kimélyülését". Szerinte a dogger radiolarit, kovás márga és ammoniteszes rétegösszlete a tenger kimélyülésének maximumát jelzi. A tűzkőképződés és a vele kapcsolatos, viszonylag vékony ammoniteszes rétegek a mai mélytengeri analógiák szerint lassú üledékképződést jelentenek. Kétségtelen, hogy a terrigén anyagoktól mentes üledékek, az



47. ábra. A szentgáli Tűzköveshegy keleti részének vázlatos szelvénye (ifj. Noszky J. szerint): 1. dachsteini jellegű alsóliász mészkő, 2. rózsaszínű tűzköves, felsőhettangi mészkő, 3. hasadékkitöltő törmelék, 4. miocén kavics, homok, agyag, 5. mészkőtörmelékes lejtőlösz, 6. hányótörmelék

ammoniteszes mészkő és a radioláriás tűzkő nyílttengeri képződmény. Géczy Barnabás szerint a csernyei ammoniteszes fauna a neritikus kereteket meghaladó fokozódó mélységre utal. Mélysége azonban a batiális kereteket nem haladja meg. A titon breccsiás krinoideás—brachiopodás mészkő szintén csak sekélytengeri lehet, s a juravégi kiemelkedésre mutat. Ez a kiemelkedés is egyenlőtlenül történt a Zirc körül megmaradó tengernek kréta képződményekbe átvezető üledékképződésével.

Ifj. Noszky az 1940—41. évi térképezési jelentésében, a bakonyi jura rétegek különböző helyeken észlelhető változatos szelvényeinek hézagos voltából arra következtet, hogy egyes területrészek a felsőtriásztól kezdve állandóan tengerrel borítottak voltak, másutt időnként kiemelkedtek szigettenger jelleggel. Megállapítása szerint, különösen föltűnő, hogy az acanthicumos rétegek, helyenként rendes rétegsorban, az alsómalm kovás márgára települnek, másutt a mélyebb jura tagok hiányával a liász dachsteini mészkőre is transzgredálnak. Szerinte a Bakonyban az acanthicumos rétegek a legnagyobb általános elterjedésűek, míg a bath—oxfordi emeletek regressziós jellegűek, ezért nemcsak

a Bakonyban, hanem az egész Dunántúli Magyar Középhegységben is, a leggyérebben mutatkoznak. Ez igazolódik az úrkúti dogger—titon rétegek hiányával, illetve doggervégi kiemelkedést követő szárazföldi lepusztultságával.

A jura rétegek elterjedése a Déli Bakonyban Szentgál—Városlőd—Úrkút, továbbá Sümeg körül észlelhető. Az Északi Bakonyban, a nagy kiterjedésű triász dolomit- és dachsteini mészkővonulatok északi oldalán, főként Lókút—Zirc—Csernye határára szorítkozik. Ezek elterjedési és kifejlődési viszonyait Telegdi-Roth a különböző helyek részletes szelvényével ismertette. Szelvényeiből kitűnik, hogy a legnagyobb vastagságú az alsóliász dachsteini jellegű mészkő 150—250 m, az alsóliász krinoideás—brachiopodás összlet mintegy 40 m, a középsőliász és a felsőliász úrkúti mangánösszlet 40—40 m, a dogger—alsómalm együtt 50—60 m, a titon emelet a lókúti Kávashegy szelvényében 50 m. Mindent egybevetve, a bakonyi jura sorozat együttes vastagsága, az üledékhiányok miatt, középértékben legföljebb 250 m lehet. Ennek felét a dachsteini jellegű alsóliász mészkő adja. Ifj. Noszky a bakonyi kirándulási vezetőjében a jura rétegek összvastagságát 640 méterre becsüli. Ennek nagyobbik része a liász, a dogger 100 m, a malm 70 m lehet.

A Vértes hegység

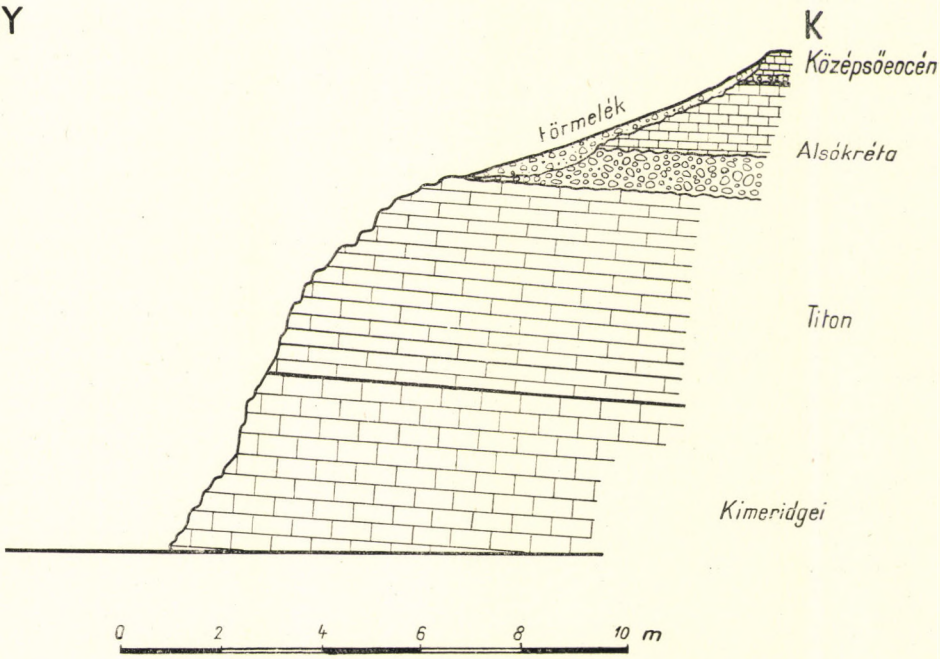
A triász mellett a Vértes hegység mezozóos alaphegységében a felszínen elenyészően csekély jura képződményt találunk, amely a Vértes hegység délnyugati oldalán Mór körül (Csókahegy) és északnyugaton Vértessomló határában lepusztulásból visszamaradt kisebb foszlányokként mutatkozik. Ezekről a képződményekről már Hantken is említést tesz, majd Taeger a móri Csókahegyről és Vértessomló körül írta le. A hegység előterében mélyített kőszénkutató fúrásokból Vadász ismertette az alsóliász rétegeket a medencealjzatban Vértessomlón és a Tatabányai medencében (Síkvölgy). Az alsóliász világosszürkés, vöröses, kissé szemcsés, vékonyrétegzésű mészkő, gyér Brachiopodákkal. Taeger *Rhynchonella plicatissima* és *Terebratula* mellett még kérdéses *Rhynchonellina hofmanni*-t is említ, ami a bakonyi alsóliász alsó tagozatára jellemző. A dachsteini mészkő és az alsóliász között eróziós diszkordanciát is említ. Ez kétségtelen is, mert itt a dachsteini mészkő nóri emeletbe tartozó dolomitréteges, átmeneti tagozatát találjuk.

A Vértes hegység kréta képződményeinek vizsgálatával kapcsolatos térképezési munkálatok során Fülöp József nemcsak a csókahegyi liász rétegeket ismerte föl, hanem Vértessomló határában liász, kimeridgei és titon rétegekből álló rétegsort is kimutatott. Idevonatkozó kéziratos tanulmánya szerint az alsóliász a móri Csókahegyen világosvörös, hierlatz jellegű, és vörös, repedéskitöltő, krinoideás—brachiopodás mészkő, valamint dachsteini mészkőtörmeléket tartalmazó, 10—20 cm vastag alapbreccsiával települ a nóri dachsteini mészkőre. Ezenkívül a dachsteini mészkő repedéseit kitöltő vörös, agyagos krinoideás mészkő alakjában is észlelhető. A jellegzetes krinoideás—brachiopodás mészkő *Foraminifera*- és *Radiolaria*-féléket, krinoidea nyéltagokat és kelyheket, tüsketöredékeket, *Waldheimia*-, *Rhynchonella*-, *Spiriferina*-, *Posidonia*-, apró *Ammonites*-féléket és csiganyomokat tartalmaz. Ez a faunaegyüttes az alsóliász felsőbb részét képviselheti.

Ugyanez az alsóliász mészkő volt fölismerhető a Vértessomló körüli kisebb rögfoszlányokban, s Fülöp újabban kisebb-nagyobb görgetegekben a Szarvaskútforrás mellett a Kapberek felé vezető úton is megtalálta.

Mind a Csókahegyen, mind a vértessomlói lelőhelyen a törmelékben mangáneres mészkőgörgetegek is vannak, amelyek a középsőliász alsó tagozatának jelenlétére utalnak. Ennek lehetőségét IFJ. NOSZKY csókahegyi jelentése is valószínűsítette.

Jelentős új adatként mutatkozik a FÜLÖP által kimutatott kimeridgei emelet, valamint az ahhoz kapcsolódó titon emelet jelenléte a Vérteshegységben. A Csókahegyen a kimeridgei emeletbeli alsóliász mészkőtörmelékes, világosvörös mészkő csak heverő darabokban mutatkozik. Vértessomló határában, az említett Szarvaskútforrás és Kapberek közötti szakaszon,



48. ábra. Jura összlet rétegszelvénye a vértessomlói völgyben (FÜLÖP J. nyomán)

meredek sziklaoldalban levő rétegszelvényben kimeridgei és titon rétegek vannak föltárva (48. ábra), alsókréta, majd eocén rétegek reátelepülésével. Az egyveretűnek látszó, vékonyréteges mészkőösszlet alsó része gumós, egyenetlen réteghatárú krinoideás mészkő, *Textularia*, *Radiolaria*, *Globochaete alpina*, *Eotrix alpina* és *Posidonia* sp. faunaelemekkel ; ez a kimeridgei emeletet képviselheti, bár jellemző *Ammonites*-félék egyelőre még nem kerültek ki belőle. A fölötte következő krinoideás, tömött, sárgásszürke és világosvörös calpionellás mészkő az alsótiton tagozatba sorolható. Fölötte, a reákövetkező kréta mészkő határán, sárga agyagos, rétegzetlen, titon mészkőtörmelék van, amit FÜLÖP szárazföldi eredetű alapbreccsiának minősít s a tatai Kálváriadomb hasonló képződményével azonosít.

Az utóbbit igazolja az ugyanitt föltárt másik rétegsor, amelynek 80 cm vastag összletében 5—10 cm vastag vörös és szürkéssárga rétegek a felsőtitont képviselhetik, *Krinoidea*-, *Radiolaria*- és *Globigerina*-féléken kívül,

Calpionellopsis simplex, Tintinnopsella cadischiana, Tintinnopsella carpathica, Stanomellopsis hispanica, Pygope diphya, Pygope bouéi, Lamellaptychus beyrichi faunaelemekkel. A felsőtiton—berriázi szintbe sorolt rétegek egyenetlen felületére a szürke, alsókréta krinoideás mészkő *Douvilleiceras* tartalmú rétegei települnek.

Mindezeket összefoglalva, FÜLÖP vizsgálatai nyomán úgy találjuk, hogy a Vérteshegységben, a nóri emelet végén kiemelkedéssel, a raeti emelet teljes hiányával és a kiemelkedett triász tábla töredezésével, hasadékképződésével kell számolnunk. A liász elején lassú transzgresszió, sziklás partközeli üledékképződés volt, a dogger hiánya, az előrenyomuló tenger transzgressziós fenékingadozása mutatható ki. Eddigi ismereteink szerint kétségtelen, hogy a Vérteshegységben ezek a jura foszlányok az egykori összefüggőbb jura sorozatnak, a krétaeleji és a későbbi (eocén—oligocén) nagy lepusztítás maradványai. Föltűnő, hogy a mindenütt jelentékeny vastagságú liász és dogger tűzkőrétegek nyomait eddig még nem találtuk. A lepusztítás egyenlőtlen voltát mutatja, FÜLÖP szerint, a felsőtiton hiánya az egyik feltárásban.

Teljesség okából meg kell említenünk, hogy a jura tagozatok említett felszíni föltárásain kívül a Vérteshegység előterében, a medencealjzatban régebben kimutatott várgesztesi és síkvölgyi mélyfúrásokban alsóliász mészkő, újabban az 1015., 855/11. és 1086. sz. fúrásokban ugyancsak alsóliász mészkő közvetlenül a nóri dachsteini mészkőre települve, szintén rögfoszlányos helyzetben mutatkozik. Ezenkívül újabban a kömlődi 1037/836. sz. mélyfúrás anyagában calpionellás titon mészkő is előkerült. Ezek a leletek a jura képződményeknek egykori általánosabb, bár az eddigi adatok szerint hiányos kifejlődésére és elterjedésére utalnak.

A Gerecsehegység

A jura rétegek a hegység északi felében, Bajót—Lábatlan—Piszke—Tardos—Tata vonalában, a múlt század hetvenes éveitől, HANTKEN MIKSA és HOFMANN KÁROLY vizsgálataitól kezdve, néhány részlettanulmány (KULCSÁR KÁLMÁN, VIGH GYULA), különösen pedig VIGH GYULA jelentései és a Budapesten 1928-ban tartott őslénytani ülésszakra készült kirándulási ismertető nyomán elemezhető. Korszerű összefoglalásuk, különösen a gazdag *Brachiopoda* és *Ammonites* fauna összesített leírása még hiányzik. A gerecsei jura sorozat lényegileg a bakonyihoz hasonló, megfelelő kifejlődésbeli változásokkal és még nagyobb hézagossággal, túlnyomóan északalpi jelleggel. A jura tagok hiányának magyarázatában itt is szerepe lehet az utólagos lepusztulásnak, általában azonban a Gerecsehegységben is, az elszigetelten levő jura szelvényekben többé-kevésbé azonos jura tagok fölismerhetők. Ezeknek összeegyeztetéséből a liásztól az alsótitonig bezárólag határozott üledékfolytonosság van, s csak a felsőjurában mutatkozik több-kevesebb hézagosság.

Az alsóliász a bakonyitól lényegesen eltér abban, hogy a triász után üledékhiány és üledékváltozás van. Dachsteini jellegű alsóliász mészkő nincs. A liász legmélyebb tagja sárgás, szürkéssárga vagy világosvörös, tömött, vastagpados, gyér brachiopodás mészkő, ami többnyire a raeti emeletbe sorolt, *Megalodus*-tartalmú dachsteini mészkőre települ. Ez a reátelepülés legtöbb helyen a liász mészkőanyagnak a dachsteini mészkő repedéseit, hasadékait kitöltő módon is történik. Helyenként a dachsteini *Megalodus*-félék vastag héjának helyét vagy azok belsejét kőbélszerűen kitölti (Tatai Kálváriadomb,



49. ábra. Dachsteini mészkő hasadékát kitöltő alsóliász vörös mészkő



50. ábra. Megalodus héjakat és dachsteini mészkő hasadékát kitöltő alsóliász mészkő, Tata

Póczkő—Tölgyhát, Gerecse, Bányahegy). VIGH szerint a lábatlani Sárkánylyuk fölhagyott kőfejtőjében a megaloduszos dachsteini mészkő észrevétlenül megy át a vastagpados alsóliász mészkőbe, azonban rétegtani hézaggal. Ugyanez észlelhető a szomodi dachsteini rögökben is. Helyenként a dachsteini mészkőre világosszürke brachiopodás hierlatz jellegű mészkő is települ (Asszonyhegy). Brachiopodákon kívül, jellemző *Arietites*-félék az északalpi liász mélyebb tagozatára utalnak. A Vértes hegység nóri dachsteini mészkőrétegeire települt liász mészkő eróziós diszkordanciája érthető, a gerecsei raeti emelet és az alsóliász



51. ábra. Dachsteini mészkőre települt alsóliász vörös mészkő, Tata

közötti üledékhézag azonban még nyílt kérdés marad. A hierlatz jellegű brachiopodás mészkőnek közvetlenül a dachsteini mészkőre települt volta esetén, magasabb alsóliász szint föltételezésével, ez az üledékhézag is érthetővé válik.

Az alsóliász felsőbb szintje éles határ nélkül fejlődik ki az alsó tagozatból. Ez a mészkő vörösebb színű, egyenetlen, gumós, pados, gyér faunájában Brachiopodák mellett gyakoribb *Ammonites*-félékkel (a tatai Kálváriadombról : *Tmaegoceras lacordairei*, *Schlotheimia boucaultiana*, *Metophioceras conybeari*, *Geyeroceras cylindricum*). Ezek még szinémuri emeletre utalnak, de vannak *Oxynoticeras*-félék, amelyek az alsóliász felsőbb részét jelzik, úgyhogy az alsóliász a Gerecsehegységben teljes rétegsorozatával képviselve látszik.

A középsőliász alsó tagozata sötétvörös vagy világosvörös krinoideás—brachiopodás jól rétegzett mészkő alakjában észlelhető a tatai



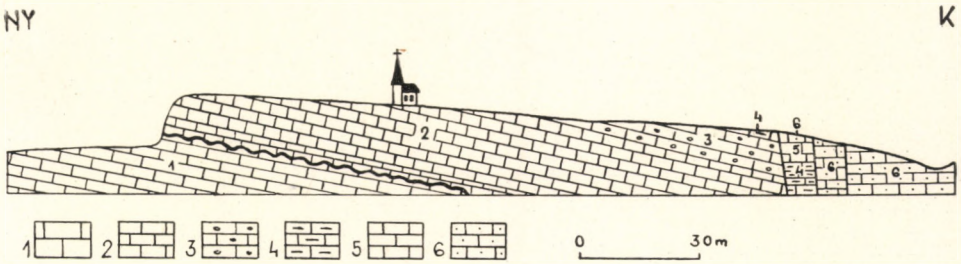
52. ábra. Alsóliász mészkő denudált, korróziós felszíne, Tata



53. ábra. Alsó- és középsőliász krinoideás mészkő, Tata

Kálváriadombon. Jellemző faunaeleme a *Pygope aspasia*. Sötétvörös, világosabb sárgás, rózsaszínű és vörösfoltos tarkaszínű mészkő gyér faunával.

A Gerecsehegység belsejében a középsőliászt gazdagabb *Ammonites* faunájú mészkő képviseli két többé-kevésbé megkülönböztethető tagozattal. Alsó tagozata közvetlenül az alsóliászból fejlődő sötétvörös, mangángumós vagy mangánkérges bevonatú szervesmaradványokat tartalmazó, helyenként szürkefoltos vagy vörösesszürke mészkő. *Pygope aspasia, Terebratula erbaensis* mellett kagylókat *(Pecten)* és jellemző középsőliász *Ammonites*-féléket *(Heterophylloceras eximius, Hantkeniceras hantkeni, Calliphylloceras capitanei, Lytoceras fimbriatum, Arieticeras algovianum, Protogrammoceras normannianum, Cycloceras bipunctatum)* tartalmaz. Ez az 5—8 m vastag rétegösszlet a tatai krinoideás Pygope aspasiás réteg heteropikus fáciese lehet, egyben jól egyeztethető a szentgáli Tűzköveshegy mangános középsőliász rétegeivel.



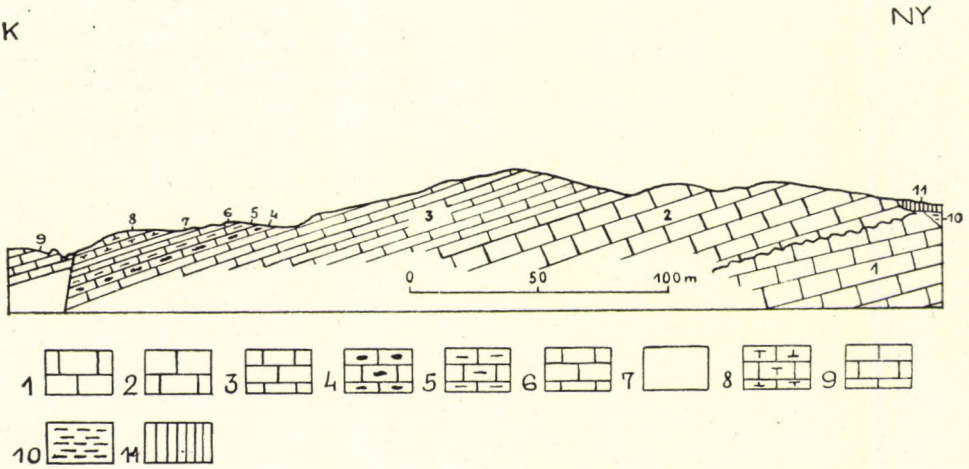
54. ábra. A tatai Kálváriadomb földtani szelvénye (Fülöp J. szerint): 1. raeti dachsteini mészkő, 2. alsóliász mészkő, 3. középsőliász krinoideás mészkő, 4. felsőliász—dogger gumós mészkő, 5. malm—berriázi mészkő, 6. apti krinoideás mészkő

Fölötte elhatárolatlanul, világosvörös, helyenként sárgásfehér tömött mészkőrétegek hasonlóan gazdag *Ammonites* faunával, azonos és eltérő alakokkal *(Hantkeniceras hantkeni, Zetoceras zetes, Calliphylloceras emeryi, Calliphylloceras capitanei, Calliphylloceras alontinum, Calliphylloceras semseyi, Pleuroceras spinatus, Fuciniceras boscense)* az úrkútival egyezően, a középsőliász felső tagozatát jelzik. Felső rétegeiben, a lábatlani tölgyháti kőfejtőben, mangánnal átitatott részek is az úrkúti mangánösszlet fekvőrétegeit igazolják.

A felsőliász (toarci—aaléni emelet) az úrkúti mangánösszletnek megfelelő agyagrétegeket a tölgyháti kőfejtőben 40—50 cm vastag szürke, leveles agyag jelzi, iszapolási maradékában apró halfogakkal. A gerecsei többi föltárásban ez a szürke agyag vékonyabb vagy csak nyomokban mutatkozik ugyanebben a szintben. Ez igazolja a bakonyi mangánösszlet szintállóságát és kifejlődésbeli továbbnyomozási lehetőségét. Ez a Gerecsében vékony, kiékelődő szürke agyagréteg az úrkúti mangánösszlettel egyezően a felsőliász alját jelzi. Fölötte, vagy ahol ez nem látszik, közvetlenül a középsőliász felső tagozatára vörös, agyagos, gumós, táblás mészkőrétegek településnek gazdag *Ammonites* faunával, elválaszthatatlanul a toarci *(Hildoceras bifrons)* és aaléni emeletet *(Ludwigia murchisonae, Leioceras opalium)*, sőt az alsó- és középsődogger bajóci és bath emeletét is képviselik *(Holcophylloceras zignodianum, Stephanoceras brodiei, Sphaeroceras bullatum, Stephanoceras humphriesianum)*. Ez a felső-

liász és dogger együttes a tatai Kálváriadombon is hasonló módon megvan, és megfelel a bakonyi ugyanilyen kifejlődésnek is.

A d o g g e rben ezek szerint változatlan üledékfolytonossággal ammoniteszes mészkőkifejlődést találunk, a bajóci és bath emelet faunájával jellemzett mészkőrétegekkel, kimaradó agyagtartalommal. A felsődogger kallóvi emeletét valószínűleg az 1—2 m vastagságig terjedő vörös, májbarna és szürkésbarna radioláriás tűzkő tölti ki, ami valamennyi gerecsei szelvényben többékevésbé föltárva vagy törmelékben észlelhető. A tűzkő *Radiolaria*-tartalmán

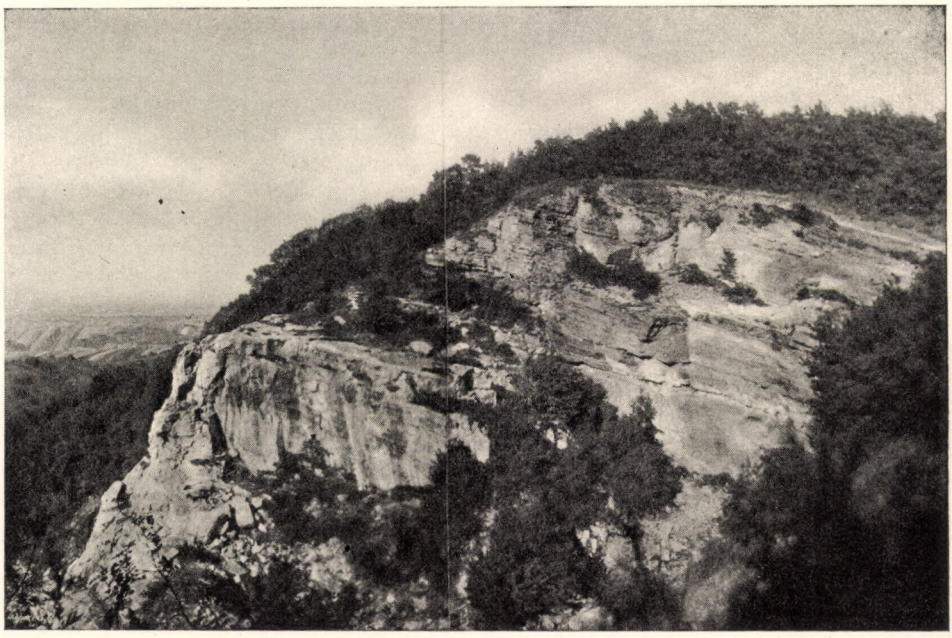


55. ábra. A Gerecsehegység póckői jura rétegösszletének földtani szelvénye (Vigh G. nyomán): 1. raeti dachsteini mészkő, 2. alsóliász mészkő, 3. középsőliász mészkő, 4. középsőliász mangángumós mészkő, 5. felsőliász agyagos mészkő, 6. alsódogger mészkő, 7. középső- és felsődogger mészkő, 8. oxfordi tűzköves mészkőbreccsia, 9. titon mészkő, 10. felsőeocén transzgressziós rétegek, 11. pleisztocén lösz

kívül a vékony agyagos közbetelepülésekben lebegő *Globigerina*-, *Orbulina*-félék és fenéklakó Foraminiferák találhatók. A tűzkő felső rétegei elvékonyodva, kiékelődően váltakoznak sötétbarnásvörös tömött mészkővel, majd szabálytalan tűzkőgumókat tartalmazó, szemcsés—gumós, kallóvi—oxfordi ammoniteszes mészkőpaddal zárulnak. A tatai Kálváriadombon mangános, ammoniteszes mészkő *(Calliphylloceras disputabile)*, hasonlóképpen tűzkőrétegekkel, a bakonyira emlékeztető kifejlődés.

Az oxfordi emeletet, Vigh szerint, a Gerecsében a tűzkőrétegek fölött következő vékony, fél métert alig kitevő barnavörös, kovás, szemcsés, gumós mészkő képviseli, *Aspidoceras zignodianum*, *Lytoceras adeloides*, kallóvi emeletben is meglevő alakokkal. A tűzkőösszlet tehát eddigi ismereteink szerint a bath—oxfordi emeletek együttesét képviseli.

A m a l m k i m e r i d g e i emeletét a jellegzetes faunájú, sötétvörös lemezes, agyagos 1,0—1,5 m vastag, ammoniteszes, Aspidoceras acanthicumos mészkőrétegek képviselik. A tatai Kálváriadombon, több kisebb rögben ugyanezek a rétegek sötétvörös, sárgásfehér, szürkés és rózsaszínű néhány méter vastag tömött mészkővel, igen gazdag *Krinoidea—Brachiopoda (Pygope*



56. ábra. A gerecsehegységi tölgyháti kőfejtő, Lábatlan (KASZAP A. felv.)



57. ábra. Vékonypados dogger mészkő, Tata

diphya, Pygope bouéi, Pygope triangulus, Terebratula bilimeki) kagyló és főként *Ammonites* faunát szolgáltattak. Ez a KOCH NÁNDOR régebbi tanulmánya és az ellenőrizhetetlen gyűjtések szerinti vegyes fauna a túlnyomólag Aspidoceras acanthicumos rétegek jellemző kimeridgei alakjain kívül a mélyebb, luzitáni emelet alakjait *(Peltoceras transversarium)* és alsótiton alakokat *(Pygope diphya, Haploceras tithonicum, Hoplites carpathicus, Aspidoceras avellanum)* is tartalmaz. A folyamatban levő újravizsgálat újabb föltárásokkal van hivatva annak megállapítására, hogy ez a faunakeverődés a néhány méter vastag összletben szintek szerinti eloszlásban elkülöníthető faunát, együttélt faunatársaságot vagy összemosott tanatocönozist képvisel-e.



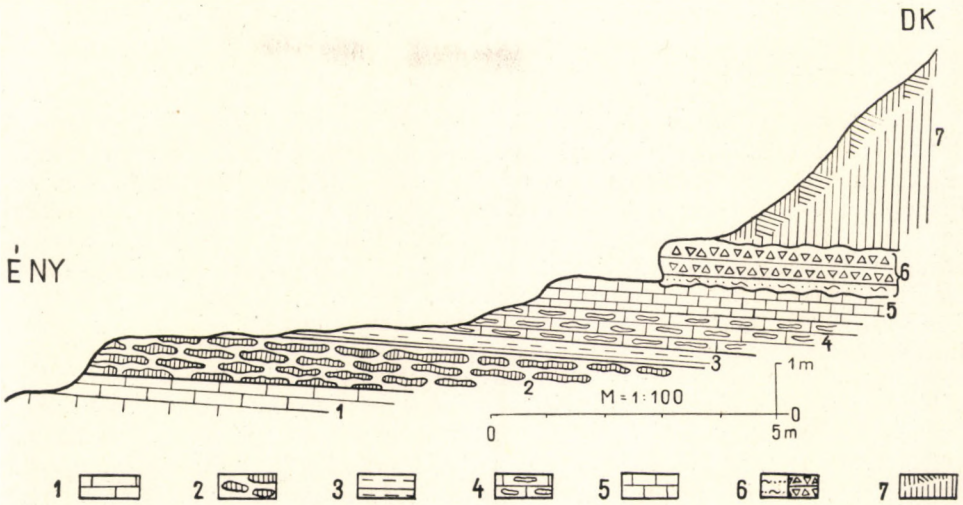
58. ábra. Kallóvi—oxfordi réteghatár, Lábatlan (NAGY I. felv.)

A gerecsehegységi föltárásokban mintegy 0,5—1 m vastag lilafoltos, sárgásfehér ammoniteszes mészkő, *Pygope, Lytoceras montanum* és egyéb faunaelemek alapján alsótiton, a gerecsei jura összlet megkülönböztető zárótagja, mikrofaunájában gyakori *Calpionella alpina* és *Calpionella elliptica* alakokkal. Felsőtitonnak minősíthető rétegeket a Gerecsehegységben ez idő szerint nem ismerünk.

VIGH részletes szelvényezése szerint az így tagolt egész gerecsei jura sorozat összes vastagsága 50—60 m. Ez föltűnő különbség a hasonló kifejlődésű bakonyi jura összlet 250 m átlagvastagságával szemben, aminek felét ott a legalsó liász dachsteini mészkőösszlete adja. Ha ennek vastagságát túlzottnak tekintve, felére csökkentve számítanánk is, az így adódó 150 m bakonyi jura vastagság is még mindig föltűnő keletkezésbeli különbözőséget jelent. Ezek az üledékképződési különbségek az egyes hegységrészek között, már a triászban is érzékelődnek a karbonátos kőzetképződés koraibb beálltával és a medencefenék egyenlőtlen mozgásával.

A Gerecsehegység jura összletében a jura teljességét képviselve látjuk, de a jura tagok nem fedik egyenletesen a triász képződményeket, hanem csak azok egyes rögeiben, szigetszerűen helyezkednek el. Ugyanezt találjuk a Bakonyban is. A Gerecsehegységben a liász alsó tagozata mindig a raeti emeletbeli dachsteini mészkő egyenetlen, korróziós felszínére települ, annak ugyancsak korróziós repedéseit, hasadékait kitölti. A kioldó hatást a liász anyaggal kitöltött *Megalodus*-héjak és kőbelek szemléltetik. Ez a jelenség az Északi Alpokban és a Déli Alpokban is hasonló „eróziós" diszkordanciával jelentkezik.

Nem általános, egyetemleges kiemelkedést jelez, hanem a megelőző triász karbonátos kőzetek vastag merev táblává alakult üledékösszletének raeti—liászeleji, egyenlőtlen undációs mozgásából ered. Ezek a kéregmozgások az alpi liász geoszinklinális amúgyis egészen sekély vizében kiemelkedő, küszöbszerű és árokszerűen bemélyedő, flexurásan összetört hullámos alakulataiban különböző jellegű liász üledékképződést eredményeztek. A Gerecsehegységben a raeti emelet végén, egyes részeken, a dachsteini mészkő nyílttengeri szigetszirtekként a tenger színe fölé emelkedett, s a már gyorsan megkeményedett mészkőben a mozgásból törések is keletkeztek, amelyek utat nyitottak a víz oldó hatásának nemcsak a fölületen, hanem a mészkő belsejében is. Ezeknek a tengerből kiálló, kétségtelenül kopár mészkőszigeteknek és a Vérteshegység, valamint a Budai hegység nóri emelet végén teljesen kiemelkedett összefüggő mészkőterületének, mediterrán övre jellemző vörös agyag málladéka szolgáltathatta a jura üledékek vörös, agyagos üledék-



59. ábra. Gerecsehegységi jura rétegsor a felsővadácsi Paprétárokban (Fülöp J. szerint): 1. bajóci-bath, 2. kallóvi, 3. oxfordi, 4. kimeridgei, 5. titon, 6. berriázi, 7. lösz

anyagát és színeződését. A délkeletre eső mészkő-partvonal felől más szárazföldi törmelékanyag nem juthatott a jura tengerbe.

A Bakonyban, mint láttuk, a liász elején a triász tenger változatlan üledékképződéssel folytatódott, dachsteini mészkő jelleggel, majd tűzkőképződés után a távolabbi mészkőfelületek vörös agyag anyagával, a brachiopodás mészkőképződésével a vörös színeződés is megmutatkozott. A raeti emelet szigetszerű kiemelkedései tehát csak a Dunántúli Magyar Középhegység északi részén voltak. Ennek megfelelően az alsóliász üledékképződés itt már eleve szigetszerű eloszlásban, üledékhézaggal indult. A középsőliász végén azonban hasonlóan egyenlőtlen fenékmozgással, tengerszintig hatoló fölemelkedéssel, ennek megfelelő kisebb vagy nagyobb méretű kioldásos térszínalakítással az üledékképződés agyagos sorozata következett. Ehhez kapcsolódik a mangánképződés, aminek tarka agyagösszlete, durvábbszemű terrigén anyag nélkül, ugyancsak igen erős vegyi hatásra utal, meredekpartú szigetekkel tagolt, hirtelen mélyülő nyilttengerrel.

Az Esztergomvidék—Pilisvonulat

Liász

A gerecsehegységi jura kifejlődés a lepusztultság kétségtelen nyomaival, kelet felé kisebb rögfoszlányokban és az eocén abráziós törmelékben nagy mennyiségben nyomozható Bajótig, az Öregkövön, majd a dorogi Nagykő-sziklán és az ótokodi újabban föltárt és kitermelt alsóeocén kőszénösszlet kül-

fejtésében, a Pilis vonulatáig (Kétágúhegy). Itt mindenütt főként az alsóliász rózsaszínű, tömött mészkő, mélyebb tagozatát találjuk, a gerecsei jellegzetes repedéskitöltéses, kioldásos diszkordáns településben a valószínűleg nóri dachsteini mészkőrétegein. Gyér Brachiopodákon kívül, sűrűbordás *Arietites*-félék igazolják az alsóliász alsó részét. Az ótokodi külfejtésben az alsóliásznak nagyon jellegzetes elkarsztosodott rögei kerültek felszínre, helyenként krinoideás, hierlatz jellegű fészkekkel. A tokodi mélyművelés egyik vágatában is harántolták ezt az összletet, s egy nagyobb *Aegoceras* töredék került ki belőle. Az alsóliász jelenlétét a bajóti Öregkő és a dorogi Kőszikla tetején már HANTKEN említi. VIGH írta le a Pilisvonulat déli részén a Kétágúhegy nyergében is, tűzkő és titon nyomokkal együtt.

Dogger—Malm

Már HANTKEN is említést tett tűzkőtörmelék jelenlétéről a tokodi bányaterületen és a dorogi Kősziklán. VIGH ezt a tűzkőtörmeléket a vele kapcsolatban talált *Aptychus* és kovás márga alapján, felsőliásznak jelezte. Az Esztergom vidéki kőszénterületen az eocén alján, különösen Tokodon, vörös, agyagos tűzkőbreccsia nagy területeken volt fölismerhető. Ennek az eocén abráziós breccsiának tűzkőanyaga a gerecsei jura kifejlődés felsődogger—alsómalm tűzkövéből származik. Zöldesszürke, vörös, májbarna vagy szennyesfehér színük és *Radiolaria*-tartalmuk ezt kétségtelenné teszi. Ez a gerecsei jura összlet nagy lepusztítottságának egyik bizonyítéka.

A tűzkő és *Aptychus*-tartalmú kovás márga nyomait VIGH a Pilisvonulat kétágúhegyi részén is kimutatta, titon mészkő foszlányokkal együtt. Itt hatalmas tűzkőtuskók, s egyik útbevágásban tűzkőrétegek is voltak láthatók, amelyek a gerecseivel teljesen egyezők. Tovább délre a jurának minden nyoma hiányzik, a Budai hegység területén az eocén transzgressziós alapbreccsiában sincs nyoma. A Budai hegység területére nézve ez a negatívum nem a jura utólagos lepusztultságát, hanem egykori hiányát jelenti.

A Dunántúli Magyar Középhegység jura képződményeinek összefoglalása

A Dunántúli Magyar Középhegység jura összlete, az egyes tagozatok rétegszelvényeinek különbözőségeitől és az említett liászeleji települési és kifejlődési eltéréstől eltekintve, kifejlődésében egyveretű, északalpi jellegű. Alapvonása a nyílttengeri képződmény, a szárazföldi származású, durva vagy finom anyag csaknem teljes hiánya és a vulkanogén anyag teljes hiánya is. Uralkodóan vegyi kicsapódású mészkő- és kovakiválásból adódó üledékképződésében csak biogén elegyrészek vesznek részt, főként Radioláriákkal, Brachiopodákkal, kagylólumasellával *(Posidonia)* és *Ammonites*-félékkel. Kőzetképződési jellegzetesség a mészkőképződés túlsúlya, dolomit teljes hiányával és helyenként a felsőliászban mangános agyagösszlettel. Figyelemre méltó a mészkőfajták általában világos színe, majd jellegzetes vörös árnyalata, főként pedig a bitumentartalom teljes hiánya. Mindez, eddigi ismereteink szerint, jól szellőződött, oxigénes fenékviszonyokra utal. Ebben a vonatkozásban a faunakép bizonyos mértékig további megkülönböztetéseket is lehetővé tesz. A brachiopodás rétegek rögzített fenéklakó faunája egészen sekélyvízi, átvilágított és igen jól szellőződött fenékviszonyokra utal. Ezt igazolja a kőzetanyagok hullámmozgatottságból eredő breccsiássága is. Az *Ammonites*-félék szabadon

mozgók, a Radiolariák lebegők lévén, közvetlen bizonyítékot nem adnak. Üledékeik csekély vastagsága lassú üledékképződésre utal, amit általában mélytengeri jellegnek szokás minősíteni. A helyenként fölhalmozott *Ammonites*-félék is olyan fenékviszonyokra utalnak, ahol a fenékvíz fölfrissülése állandó, a szerves bomlás viszonylag gyorsan, bitumenes vagy szulfidos nyomok nélkül mehetett végbe. Szingenetikus piritképződés csak a felsőliász mangánösszlet agyagüledékeiben van. Valamennyi középhegységi jura üledék eléggé oxigénes közegben keletkezett, tehát nem tévedhetünk, ha azok egyikét sem minősítjük a mai mélytengeri üledékekkel azonosíthatónak, hanem nyílttengeri, 1000 méter körüli mélységig terjedő keletkezésűnek tartjuk.

Az oxigénes közeg mellett szól a jura sorozatban a középsőliásztól kezdődően több szintben, különböző mértékben mutatkozó mangánoxidkiválás is. Kolloidos kicsapódás ez, ami nem szükségszerűen a mainhoz hasonló mélytengeri üledékekben történt. Jellemző, hogy az ammoniteszes üledékekben az *Ammonites*-félék csaknem mindig kőbélmegtartásúak, héjuk a kőzettéválás során már föloldódott. A mangánkéreggel bevont alakok azonban legtöbbször héjasak, a mangánkiválás tehát viszonylag gyorsabb folyamat, s a kicsapódott mangán védőkolloidként vonva be a héjat, az oldástól megóvja. A tűzkőképződés a kémhatás (pH) erős változására mutat.

További részletes faunavizsgálatok hiányában meg kell állapítanunk, hogy a Magyar Középhegység alpi jellegű jura kifejlődésében a faunaeloszlás a középeurópai szintek szerint csak nagy keretekben követhető. Az ammoniteszes rétegek vékony összleteiben egyes alakok szintek szerint nem különíthetők el, a fauna már a rétegösszletek vékonysága miatt is vegyesnek minősül. Ezért egy-egy alak magában véve egyik-másik szintet jelezve, üledékhézagra vagy a fauna többi elemének hiányára való téves következtetést adhat.

Mindezek a különleges üledékképződési jellegek megvannak az alpi, különösen az északalpi jura kifejlődésben is. Ott azonban a Cseh-morva masszívum szárazulata közvetlen partközeli, durva törmelékes, kőszenes, bitumenes gresteni rétegekkel is éreztette hatását. A Magyar Középhegység jura területe az északalpi jura tenger függelékeként az országon kívüli északi partvonalaktól távolabb esett. A déli partvonal a Mecsekhegység jura rétegeinek kőzetanyagában, jól érzékelődik. Ha a krinoideás mészkőkifejlődést a jura elején és a titonban kismélységű keletkezésűnek vesszük, kétségtelen, hogy a többi jura tagozat keletkezési mélysége ennél valamivel nagyobb. Tartósan mélyülő medencéről azonban nem lehet szó, már csak az egyes jura tagozatok csekély vastagsága miatt sem.

A Mecsekhegység

A triász rétegösszletek kifejlődésében éles ellentéteket láttunk a Dunántúli Magyar Középhegység és a Mecsekhegység között. Még fokozottabb mértékben találjuk ezt a jura időszakban, ahol nemcsak kőzetkifejlődésben, hanem faunában is szembeötlő különbségek vannak.

A Mecsekhegység jura összlete hézagtalan, egységes kőzet- és rétegtani sorozat, aminek egyes tagozatai összefüggő, folytonos üledékképződést képviselnek és szerkezetileg is megszakítás nélküli területi elrendeződésűek. Kőzetkifejlődésben hármas tagozatot találunk. Az alsó homokos, a középső agyagos—márgás és a felső mészkő jellegű, amelyek élesen nem határolódnak és határaik nem esnek össze a liász—dogger—malm határokkal. Valamennyi tagozatban mutatkoznak jellemző szervesmaradványok, helyenként gyakrabban és néha tömegesebben is. A liász és a dogger alsó tagozatában ezek a faunaelemek föltűnően egyeznek a középeurópai, főként a német jura epikontinentális jellegű faunaelemeivel. Csak a felsőjurában mutatkozik a mecseki jura délalpi vonatkozása, kőzetben és faunában is.

A mecseki gazdag jura sorozat legalsó részében, a liász alján levő gazdag kőszénösszlet hasznosítása már a XVIII. század végső éveiben megindult. A múlt század közepén, a már rendszeresített bányászat idején is, csak szórványos irodalmi adataink

voltak. Csak a múlt század hetvenes éveitől indult rendszeres földtani térképezés alapozta meg a Mecsekhegység földtani megismerését, ami PETERS előtanulmánya után BÖCKH JÁNOS és HOFMANN KÁROLY nevéhez fűződik. Századunk első évtizedéig az Állami Földtani Intézet gyűjteményében az ő beosztásuk és kisebb részben meghatározásuk szerint volt a mecseki jura sorozat anyaga összeállítva. Az anyag időközi gyűjtésekkel kiegészítve és földtani tekintetben teljes egészében áthatározva, a „Mecsekhegység" összefoglaló tanulmányában van ismertetve. Gazdag faunájának korszerű leírása egyes részletekben kéziratban maradt. A mecseki jura sorozat rétegtani tagolódásának jellemzése ezek alapján minden más hegységünkénél folyamatosabb egészként összegezhető.

Liász

A liász legalsó tagozata, a kőszénösszlet, szoros kapcsolatban van a raeti emelettel, s annak durva törmelékes üledékképződését folytatja. Ez a szoros kapcsolat nem alpi jelleg, hanem a nyugateurópai (Rhône-medence, Frank Jura) kifejlődés sajátsága, ami ott a két összlet „infraliász" megjelölésű összefoglalását érthetővé teszi.

A liász kőszénösszletben különböző szemcsenagyságú homokkő, arkóza, kvarcit, homokkőpala és homokos agyagpala, ritkábban kőszenes márga vesz részt, különböző vastagságú kőszéntelepek kíséretében. A raeti emelet felé elhatárolásul az első, legalsó kőszéntelep megjelenését vesszük. Ez távolról sem jelenthet korelhatárolást, mert mint láttuk, az ennek fekvőjéből kikerült növénymaradványok a raeti és az alsóliász flórában is megvannak. A faunaelemek pedig azonos fáciest jeleznek, de szintet nem rögzíthetnek *(Estheria, Cardinia)*.

A kőszénösszlet kőzeteinek egységes, összefoglaló kőzetvizsgálata még hiányzik. A megindult részletvizsgálatok közül SCHWÁB MÁRIA közölt a komlói mélyfúrási anyagra vonatkozó értékes adatokat. A komlói Kossuth-akna és a Béta-akna közötti területen 280—320 m vastag kőszénösszlet kőzetfajtáiban csak szemnagysági különbségek vannak, durva, középszemű és agyagsávos homokkő, homokos palás agyag és szénpala, durva konglomerátumtól pelitig terjedő törmelékes változatokkal. Az összletben 10—25% homokkő, 50—65% palás agyag, 5—15% szénpala, 1—20% kőszén mutatkozott. Az ásványelegyrészek között uralkodó a színtelen kvarc, a szabálytalan eloszlású mállott földpát és a helyenként csomókba dúsult muszkovit, a homokkőben gyéren klorit. Biotit hiányzik. A palás agyagban finom kvarc található, érdemleges agyagásványok nélkül, vékony kőszéncsíkokkal és erekkel. A réteglapokon pirites és szenesedett növényi szárrészek, levélnyomok és csillámpikkelyek vannak. A sávos homokkőben is levél- és szárrészek, a kőszéntelepek közelében a sávozottságra merőleges gyökérrészek mutatkoznak, gyakran pirites erekkel, kovás vasas, szferosziderites (pelosziderites) gumókkal és kiékelődő rétegekkel. A mésztartalom nélküli palás agyag kevés kaolinitet és montmorillonitot tartalmaz. A komlói V. és VI. telep közötti arkózás homokkőben K. DANZWITH ANNA bosztonit kőzetszemcsét is talált, ami a déli gránitterületről származhatik.

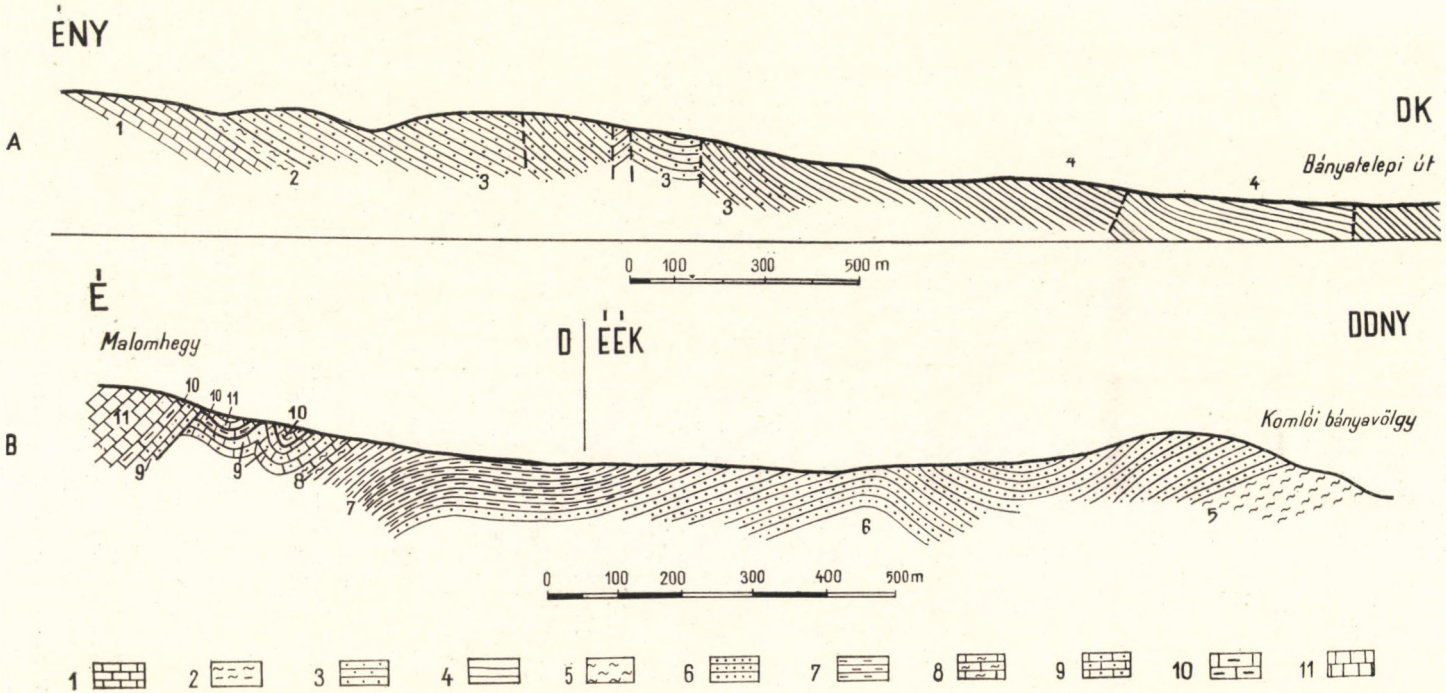
A kőszéntelepek kíséretéből kikerült elég gazdag flóra mindeddig nincs egészében vizsgálva. Vasasról származó kovásodott fatörzsdarabokat GREGUSS PÁL magvas haraszt-félének határozta meg *(Pteridospaexylon theresiae* n. g. n. sp.).

NAGY ISTVÁN ZOLTÁN a komlói kőszénösszlet flórájából *Equisetites münsteri, Equisetites ungeri, Todites rösserti, Phebopteris münsteri, Thaumatopteris münsteri, Chlathropteris meniscoides, Thinnfeldia rhomboidalis, Sagenopteris rhoifloria, Taeniopteris tenuinervis, Taeniopteris stenoneura, Zamites?* sp., *Nilssonia acuminata, Desmiophyllum* sp., *Baieria taeniata, Baieria münsteriana* f. *salfeldi, Cheirolepis* sp., *Palyssia* sp., haraszt-, korpafű-, zsurló-, páfrány-, magvas növény-, gingko- és fenyő-féléket és nyitvatermő szágópálmát írt le. Ugyanezeknek spóra- és pollenmaradványait mutatta ki GÓCZÁN FERENC a kőszéntelepek anyagában.

Figyelemre méltó, hogy SZ. HAJÓS MÁRTA a palás agyagból *Melosira, Paralia, Hemiaulus, Fragillaria, Synedra, Raphoneis, Navicula, Nitschia, Surirella* édesvízi és aligsósvízi kovamoszatokat ismert föl.

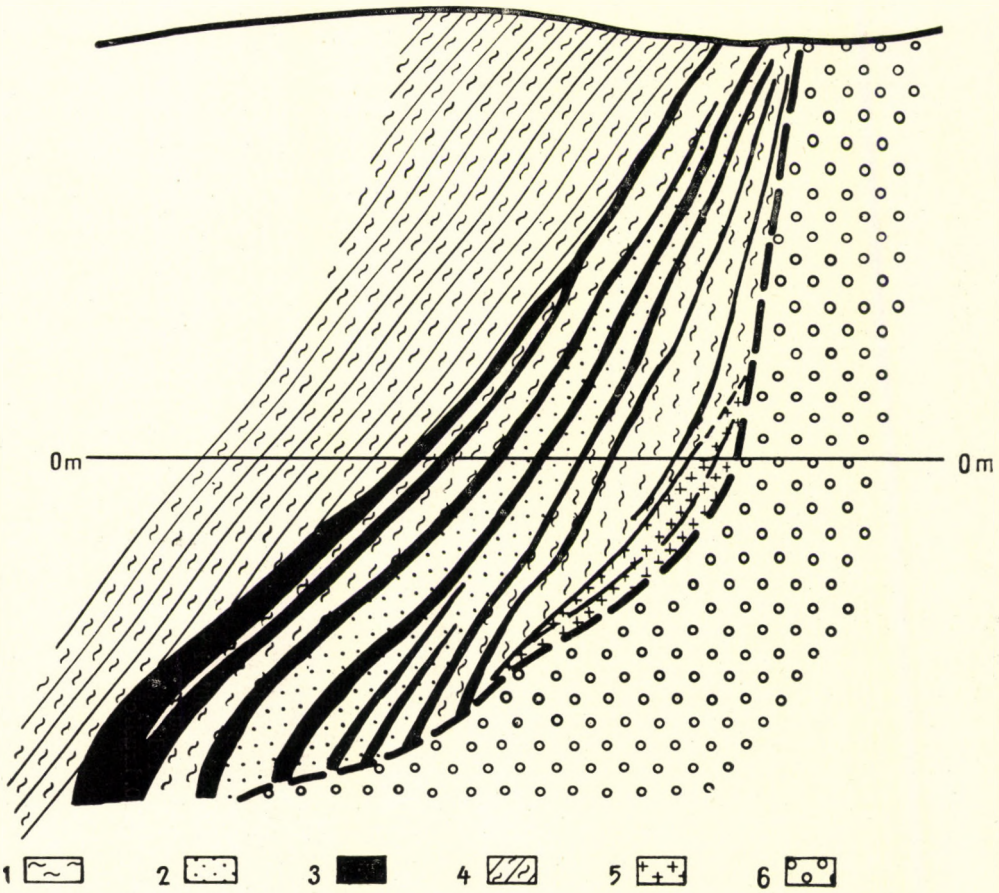
Mikrofaunát a kőszénösszlet kőzeteiben eddig nem találtunk.

A nagyszabásúvá fejlődött kőszénbányászati föltárásokból egy évszázad óta nagyon sok faunaelem került ki, régebben legtöbbször közelebbről nem rögzített szintekből.



60. ábra. A) A triász és a liász kőszénösszlet települési viszonya, Pécsbányatelep. *B)* A jura vonulat települési formái Komló mellett, az alaphegység nyugati szélén. 1. Anizusi mészkőösszlet, 2. vengeni rétegek, 3. raeti (telepmentes) összlet, 4. kőszéntartalmú alsóliász összlet, 5. tengeri alsóliász fedőrétegek, 6. középsőliász rétegek, 7. felsőliász rétegek, 8. aaléni rétegek, 9. bath rétegek, 10. bradfordi—kallóvi rétegek, 11. titon (malm) rétegek

Ezeknek az osztrák irodalomban szétszórtan található adatoknak figyelembevételével, a különböző gyűjtések anyagának kritikai tanulmányozásával viszonylag gazdag, jellegzetes fauna adódott, amit a fauna különlegessége miatt teljes egészében fölsorolunk : *Ostrea irregularis, Dimyopsis, Plicatula crucis, Plicatula acuta, Plicatula (Harpax) striatocostata, Plicatula (Harpax) meridionalis, Anomia mortilleti, Lima praelonga, Lima*



61. ábra. A szászvári liász kőszénösszlet települése bányaföltárások alapján: 1. márga, 2. homokkő, 3. kőszén, 4. fedőmárga (1—4 liász), 5. kréta trachidolerit, 6. helvéti homok-, kavics- és konglomerátumösszlet

(Plagiostoma) exaltata, Gervilleia inflata, Gervilleia obliqua, Gervilleia conimbrica, Perna infraliasica, Perna petersi, Mytilus liasicus, Avicula capellinii, Avicula pannonica, Trigonodus vizeri, Cardinia concinna, Cardinia listeri, Cardinia infera, Isocyprina rotundata, Isocyprina germari, Phacoides problematicus, Trapezium compressa, Astarte chartroni, Astarte heberti, Astarte subtetragona, Cardium phillippianum, Pleuromya pannonica, Ceromya infraliasica, Cryptaenia rotellaeformis, Cryptaenia expansa, Neridomus liasicus, Oncochilus climenae, Oncochilus calypso, Promathildia turritella, Tretospira carinata, Tretospira subangulata, Coelostylina liasina, Coelostylina nana, Coelostylina choffati, Arietites bucklandi, Coroniceras rotiformis, Arnioceras semicostatus, Arnioceras hartmanni, Pliosaurus csigolyák.

Ez a fauna korallok és Brachiopodák teljes hiányával, túlnyomólag sima, díszítetlen alakokból adódik. Sótartalomváltozást tűrő (eurihalin) alakok mind, kétségtelen tengeriek, de egészen csendes sekélyvízi, esztuariumi életet jeleznek, amit a kőzetanyag : finomszemű agyagpala, ritkábban bitumenes mészkő is igazol. A faunaelemek mindig a telepek fedőjében mutatkoznak, s eddigi adataink szerint a növényeket tartalmazó rétegekben ritkán találhatók. Ez azt jelenti, hogy a kőszénképződés lápmedencéjének teljes vízzel borítottságával, a növényi tenyészet elhalása után jelentkezik az állati élet. A faunaelemek eloszlására nézve az eddigi gyűjtésekből csak az tűnik ki, hogy az *Ostrea-*, *Plicatula-*, *Gervilleia-*, *Cardinia-*, *Trigonodus*-félék és apró csigák is *(Coelostylina)* helyenként lumasellaszerűen tömeges megjelenésűek. Ez megfelel életmódjuknak is, de egyik-másik réteg esetében fölmerülhet a mocsárláp szellőzetlen vizének tömegpusztulást okozó mérgező hatása is. Erre mutat a bitumenes kőzet pirites anyaga, sőt a molluszkák héjának piritesedése is.

Rétegtani tekintetben a kagylók és csigák nem mutatnak határozott szintekre elosztódást. Különösen figyelemre méltó, hogy *Ammonites*-félék is vannak a faunában, az erősen bordázott alakok köréből, amelyek semmi esetre sem bemosottak ebben a kétségtelenül nem rendes sótartalmú vízben. K. Danzwith Anna újabb vizsgálatai szerint a komlói Kossuth-akna VI. szinti homokkőben kovaszivacstűk is vannak, ami tengeri beütésre utal. Az Ammoniteszek azonban csak a kőszénösszlet felső részéből, a 22. telep közelében és a fedőtelep tájáról származnak. Valamennyi az alsóliász mélyebb szintjeit jelzi. Rétegtani tekintetben tehát a mecseki kőszénösszlet az alsóliász mélyebb tagozatait, a hettangi és szinémuri emeleteket képviselve, azok egészét kitölti.

A mecseki, liászkezdeti üledékképződés tehát keletkezési módjának minden jellegével a partvonalat jelzi. Jellegzetes tengermenti síklápképződés, megismétlődő szárazföldi párkánysüllyedéssel. Üledékanyaga is a déli előtér közeli gránithegységéből származik.

A kőszénösszlet gyakorlati vonatkozásban a mecseki jura sorozat önálló tagja, régen ismert módon, a Pécs vidéki déli és a Magyaregregy—szászvári–nagymányoki–ófalui északi vonulatban nyomozható. Mindkettőben a hegység bonyolult szerkezetéhez idomul. A déli vonulatban szabályosabb, Pécstől Vasas—Komlóig terjedő, csapásirányban többszörösen elforduló módon. Pécs vidéki legnagyobb vastagsága, a bányaföltárások adatai szerint, 800—900 m lehet. Hasonlónak találtuk az összlet alját tevő raeti emeletbe sorolt törmelékösszletet is. Komlón 400—450 m vastag, az északi vonulatban szerkezeti pikkelyeződésekkel és kihengerlődésekkel még kevesebb, a szászvári déli szárnyban, Wein György szerint, 250 m. A Mecsek-hegység körüli gránitnak és kristályos alaphegységnek ilyetén áthalmozása,



62. ábra. Oszlopos elválású, kokszosított feketekőszén, Komló (Klinda L. felv.)

az északnyugateurópai karbon kőszénképződési területek kristályos hátterének a lepusztulására emlékeztet.

A gyakorlatban és a tudományos irodalomban is, nem mindenben szakszerűen, a kőszénösszlet fölött következő rétegösszletet fedőmárga vagy gryphaeás rétegek néven szokták említeni. A paralikus kőszénképződés megszűnését a süllyedő párkánymedencében állandósult törmelékes kőzetképződés jelzi. Az üledékképződésben bekövetkező lényeges változást csak a kőszén kimaradása mutatja, a kőszénösszlet üledékei változatlanul barnás, aprószemű, szenesedett növényi részeket tartalmazó homokkővel és kvarcittal folytatódnak. Ennek fölismerésével újabban egy alsóbb fedőhomokkő- és egy felsőbb fedőmárgaösszlet különböztethető meg. A homokkő anyaga fölfelé meszessé válik, helyenként homokos, krinoideás mészkő is van benne (Somogy). A komlói vizsgálatok szerint sötétszürke, finomabbszemű homokkő, homokos agyag és piritgumós agyagmárga mutatkozik. A fedőhomokkő vastagsága 50—100 m lehet.

A homokkősorozatra, kezdetben vékony homokkőrétegekkel, majd fokozatosan kimaradó homoktartalommal, sötétszürke réteges—palás agyagmárga következik, finomszemű víztiszta kvarccal és apró muszkovittal, fölfelé növekedő (25—30%-ig terjedő) mésztartalommal, tengeri faunával és alsó részében közbetelepült liogryphaeás padokkal. A tenger végleges térhódítása ez, a törmelékes üledékképződés finomabbá válásával. Egyik föltűnő életföldtani jellege ennek a Liogryphaeák megjelenése, a *Liogryphaea obliqua* színémuri—lotharingi emeletbeli alakkal. Ezek a vastaghéjú euriterm alakok föltűnően hiányoznak a kőszénösszlet közbetelepült tengeri faunás rétegeiből, amelynek csöndes, pangó vizében nem találhatták meg életföltételeiket. Ez lehet az oka annak is, hogy eddigi ismereteink szerint, a színémuri emeletre jellemző *Liogryphaea arcuata* teljesen hiányzik a mecseki faunában.

A nagy kiterjedésű alsóliász márgaösszlet *Fucoidea* nyomokon kívül sok helyről, évtizedeken keresztül összegyűlt igen gazdag faunát tartalmaz, amely Foraminiferákból *(Cornuspira, Nodosaria, Dentalina, Bolivina)*, gyér *Pentacrinus*-félékből és *Cidaris* tüskékből, viszonylag ritkább Brachiopodákból, uralkodólag kagylókból *(Plicatula, Oxytoma, Modiola, Pinna, Lima, Plagiostoma, Chlamys, Camptonectes, Cardinia, Pleuromya, Hippopodium, Nemodon, Nemocardium, Pholadomya, Goniomya)*, gyérebben csigákból áll. Ezenkívül az *Ammonites*-félék közül a szintjelző *Phylloceras tenuistriatum, Oxynoticeras oxynotum, Echioceras raricostatum, Asteroceras stellaris, Microderoceras bispinatum* biztosan rögzítik ennek a rétegösszletnek alsóliász felső részébe tartozását (lotharingiai emelet).

Hofmann ezt a rétegösszletet a jellemző faunaelemek szerint obtusus, oxynotus és raricostatum szintekre osztotta. Kőzetkifejlődés szerint az alsó homokkő- és a felső márgaösszlet jól megkülönböztethető. A márgaösszlet alsó tagozatában a Liogryphaeák jelenléte is jól szembetűnik. A fauna szintek szerinti eloszlása még további részletes vizsgálatot igényel. A sekélytengeri üledékképződés minden vonatkozásban kétségtelen. A liogryphaeás padok határozottan erősebb vízmozgásos helyeket jeleznek; a legtöbbször apró példányokban található piritesedett *Ammonites*-félék, a finomszemű márgaüledék, a bitumenes—szulfidos iszapképződés az elégtelen szellőződésű, helyenként pangó fenékvíz állapotát rögzíti.

Ezt a gyakorlatilag fontos vezetőrétegösszletet 500—800 m vastagságúnak becsültük. Komló körül 400—500 m, a szászvári déli szárnyban 400—500 m. Bányaföldtani vizsgálatokból még új eredmények várhatók.

Az alsóliász felső tagozatát jelző agyagmárga, 16—24% mésztartalommal, éles határ nélkül megy át a középsőliászba, amely kezdetben

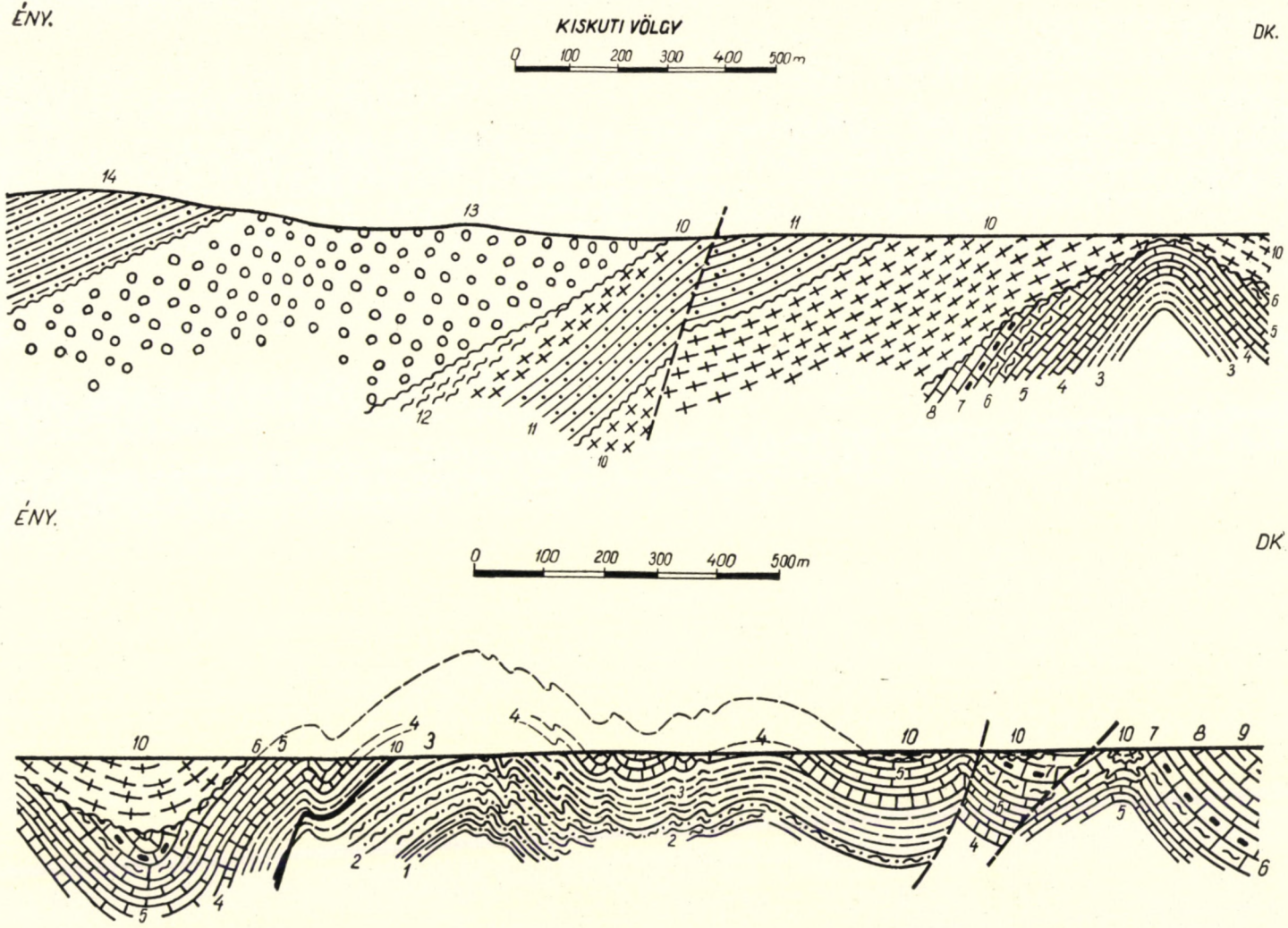
meszes, vagy vékonyréteges, a réteglapokon szabálytalanul sötétfoltos márgapala, majd meszes kovás homokkő, kilúgozott likacsos kvarcit, sárgásbarna tűzkőgumókkal és rétegekkel ; gyakoriak a közbetelepült homokos kékesszürke bitumenes és a krinoideás mészkőrétegek is. Az egész hegység területén nagy kiterjedésű összletben felszínen is legellentállóbb, tehát legfeltűnőbb a sárgásbarna, tűzköves meszes homokkő, aminek kilúgozott mállott felületén sokszor kovaszivacstűk, ritkábban *Pentacrinus* nyéltagok észlelhetők. Faunaelemeiben a Brachiopodák, kagylók alig térnek el az alsóliászbeliektől, a márgás rétegek *Ammonites* alakjai szintjelzők *(Lytoceras fimbriatum, Liparoceras striatum, Pleuroceras spinatum)*. Vannak *Belemnites*-félék, gyéren Ostracodák is.

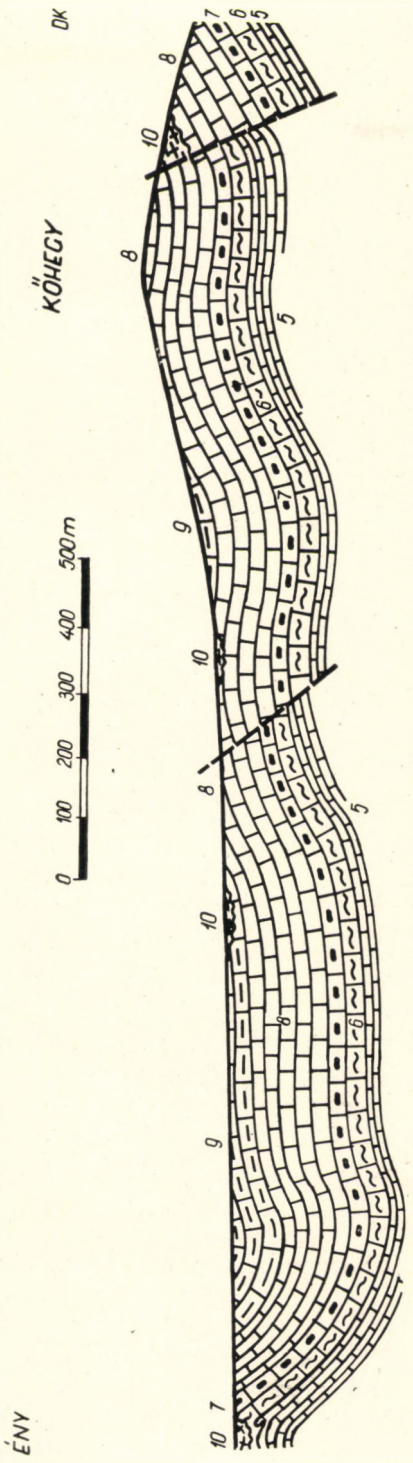
Kétségtelen, hogy ez a rétegösszlet a középsőliász egészét kitölti, a Zengővonulat periklinálisában széles sávot formál. Üledékanyagában a szárazföldi finomabb törmelékanyag, a márgás—homokos kőzetanyag, részben finom kvarc és muszkovit fölismerhető. Részletes üledékkőzettani vizsgálattal további tagolása is lehetséges. Határozottan sekélytengeri, fokozatosan mélyülő párkánytengerrel tetemes vastagságú üledékfölhalmozódást eredményez. A tenger fenékviszonyainak fizikai körülményei is változók lehettek, jobban átvilágított, mozgatottabb, levegősebb (krinoideás) és pangó, mozdulatlanabb fenékvíztömeggel (bitumen). Az erősen gyűrt, összetöredezett összlet vastagsága a hegység különböző szelvényeiben, a szerkezettől függően, nagyon változó, 200—1000 m értékeket adott ; Wein szerint a szászvári déli szárnyon 800—900 m. Tagadhatatlanul az alsóliász fedőmárgaösszletével a jura legvastagabb tagozata. Ez a nagy látszólagos vastagság korszerű részletvizsgálatot igényel, mert 800—1000 m vastagság geoszinklinális méreteket jelent, holott az egész mecseki jura sorozat jellegzetes epikontinentális kifejlődés.

A középsőliász felső tagozatának szürkefoltos, finomhomokos márgapalarétegeire a felsőliász (toarci emelet) elhatárolatlanul települ keményebb bitumenes mészmárgapadokkal és vékony palarétegekkel, csak gyéren mutatkozó faunaelemekkel fölismerhető módon *(Harpoceras, Hildoceras bifrons, Dactylioceras-* és *Belemnites*-félék). Ez a mindössze 40—60 m vastagságúra becsült, finomhomokos, szürke, leveles—palás agyagösszlet felsőbb részében sötétszürke, sőt fekete szenes, leveles, posidoniás rétegeket mutat, amelyek föltűnően emlékeztetnek a württembergi Boll felsőliász palaösszletére.

Az aaléni emelet további üledékfolytonossággal a felsőliászhoz csatlakozik, ezért a nyugateurópai kifejlődési viszonyoknak megfelelően a liász tagozatot az aaléni emeletbe tartozó rétegekkel kell zárnunk. Alsó részében még a felsőliászhoz hasonló szürke, palás, kissé homokos agyagmárga, majd pados, keményebb, meszesebb agyagmárga tartozik ide. Ófalu és Pusztakisfalu határában a vörös krinoideás mészkőkifejlődés, a hegység déli előterében pedig a délbaranyai síkságon (Monyoród, Püspökszabar) a homokos—tűzköves, krinoideás mészkő is aaléni emeletbeli. Az egész hegységben szétszórtan, a szerkezethez simuló keskenyebb-szélesebb övben, jellemző szervesmaradvány nyomok is találhatók *(Leioceras opalinum, Ludwigia murchisonae)*, ezenkívül kagylónyomok *(Posidonia)* és gyakori *Belemnites*-félék mutatkoznak. A faunaelemek az opalinum és a murchisonae szintet jelentik, de térképi elkülönítésük eddig még nem sikerült. Az ófalui vörös krinoideás mészkő faunája az egész aaléni emeletet együttesben képviseli.

A rétegösszlet vastagsága a tektonikai helyzet szerint változó. Általánosságban 50—60 m, egyes helyeken, nyilvánvaló rétegösszlettorlódásból 250 m,


ÉNY.
KISKUTI VÖLGY
DK.
0 100 200 300 400 500 m
ÉNY.
DK
0 100 200 300 400 500m



63. ábra. A márévári völgy vázlatos földtani szelvénye (Wein Gy. nyomán): 1. toarci sötétszürke palás márga, homokkő, 2. aaléni sztirke, homokos agyagmárga, 3. bajóci szürke mészmárga, 4. bath vörös, gumós ammoniteszes agyagmárga, 5. kallóvi kovás mészkő, 6. oxfordi szürke mészkő, mészmárga, 7. kimeridgei gumós, ammoniteszes márgás mészkő, 8. titon tömött, táblás mészkő, 9. alsóvalangini márgás mészkő, 10. valangini trachidoleritösszlet, 11. hauterivi szürke homokkőcsoport, 12. hauterivi szürke márgásszlet, 13. helvéti édesvízi konglomerátumösszlet, 14. helvéti tengeri homokos agyagmárga (slir)

a Püspökszentlászló—újbányai úton 650 m. Keletkezési viszonyai csöndes sekélytengerre utalnak, különleges üledékképződési jellegek nélkül. Az üledékanyagban még a finom pelites terrigén anyag túlsúlyban van, s a krinoideás rétegek figyelembevételével szubneritikusnál nagyobb mélységűnek nem tekinthető.

Dogger

A mecseki jura sorozat üledékfolytonossága az aaléni rétegekkel sem szakad meg, sőt kőzetkifejlődésben sincs semmiféle határ, de a jura felső tagozataiban a törmelékes elegyrészek még finomabb alakban is kimaradnak, és általában a mészkőképződés előtérbe kerül. Ezenkívül az alsóbb liász tagozatok északalpi (gresteni) és középeurópai jellegével szemben a felsőjura tagozat, faunában és kifejlődésben is, délalpi vonatkozásokat mutat. A Böckh János és Hofmann Károly gyűjtéséből, valamint az azóta végzett tanulmányokkal kapcsolatos anyagföldolgozásból a mecseki felsőjuráról még nem adódik olyan kép, mint az alsó tagozatokról. Földtani jellemzése azonban a „Mecsekhegység" címmel adott összefoglalásból is kitűnik.

A bajóci emelet szürke, még csillámos homokos agyagmárgarétegei növekedő mésztartalommal fokozatosan ridegebb, kagylóstörésű mészmárgává lesznek, homok- és csillámtartalmuk kimarad, és a palás rétegekkel szemben a vastagabb, tömött mészmárgapadok túlsúlyba jutnak. Helyenként kovás részek is mutatkoznak, amik különösen a világossárgára mállott felületeken tűnnek szembe. Ezek a mállási jellegek az aaléni emelet agyagosabb, lágyabb rétegeinek szürkébb, érdesebb felületével szemben jó ismertető bélyegek. Fedőjében a vöröses

szürkefoltos színnel szembeötlő bath emeletbeli agyagmárgarétegek megkönnyítik az elhatárolást. A rétegösszlet középső szakaszában mutatkozó tömör mészmárgapadok fölfelé agyagosabbá, rétegesebbé lesznek, majd a felső szintekben kovás, kemény rétegek vannak.

Faunaelemei nem a legjobb megtartásúak, helyszíni szintelkülönítésre eddig még nem adtak módot. Brachiopodákból, kagylókból és *Ammonites*-félékből álló, gyéren gyűjthető alakjai között a szintjelzők : *Posidonia opalina, Camptonectes lens, Pecten demissus, Holcophylloceras zignodianum, Cadomites bayleanus, Stephanoceras humphriesianum, Teloceras blagdeni, Parkinsonia parkinsoni, Strenoceras subfurcatum* a bajóci emelet különböző szintjeit képviselhetik, végeredményben azonban a bajóci emelet egészét jelentik. A bajóci rétegösszlet a Mecsekhegység keleti jura periklinálisában összefüggő sávban nyomozható, legnagyobb vastagsága 200 m lehet, a különböző szelvényekben a szerkezeti viszonyok szerint, látszólag 30—250 m között változik.

A bajóci agyagmárga felső összletében a szürke alapszínen fokozatosan sárga és vörös foltok jelentkeznek, a kőzetanyag végül vörös, sárgás és szürkés agyagos pala, majd gumós, márgás mészkővé lesz, ami a bath emeletbe tartozik. Legjellegzetesebb szembeötlő tagja a mecseki jura sorozatnak, gazdag faunával, sok helyen meredekre állított rétegekkel, többszöri pikkelyes megismétlődéssel. Felső részében gyakran kilúgozott, sárgásbarna, likacsos, kovás posidoniás márgapala mutatkozik. Ezek fölfelé elhatárolatlanul, szoros kapcsolatban vannak a csak néhány jó föltárásban megfigyelhető vörös, kovás mészmárgával és barnássárga kovás mészkővel, amelyek a kallóvi emeletbe tartoznak, de térképi elválasztásuk nehéz. Lényegében a felsődogger együttes összefüggő üledékképződését jelzik, amiben a gazdag fauna szerint a *Cosmoceras dubium, Parkinsonia ferruginea, Oppelia aspidoides* és a *Macrocephalites macrocephalus* szintek faunaelemei kimutathatók. A fauna zömét az *Ammonites*-félék szolgáltatják, jellemző alakokkal. Föltűnő jelleg ebben a faunában a szivacs-félék viszonylag jelentős szerepe, ami különleges élettájékra utal, amennyiben a kovaszivacsok általában tiszta, mélyebbvízi fenékviszonyokat jeleznek.

Ez az egyelőre szétválaszthatatlan felsődogger együttes összes vastagságában 10—15 m rétegösszletet képvisel.

Malm

A mecsekhegységi tulajdonképpeni malm sorozat összefüggő, az idősebb tagoknál is nehezebben tagolható mészkőkifejlődésből áll. Üledékképződés tekintetében a vegyi üledékek túlsúlyra jutását és a terrigén anyagok hiányát jelenti. Ennek a felsőjura mészkőösszletnek alsó tagozatában szürkés és szennyessárga tömött, gumós, padosabb mészkő, majd vörös, tűzkőgumós, végül pados—táblás és lemezes fehér, finomszemű, tűzköves—kovás mészkőrétegek foglalnak helyet. Ez a lényegében összefüggőnek vehető egységes malm rétegösszlet együttes föltárásban sehol sem vizsgálható, alsó tagozata különösen csak egy-két helyen, régi föltárásokban volt hozzáférhető, amelyeket Böckh János klasszikus szelvényekben ismertetett.

Az oxfordi emelet képviselőjéül kemény kovás—palás sárgás mészkőrétegek a malm legalsó tagozatának tekinthetők. Pécsváradi, óbányai és ófalui föltárásokból *Peltoceras toucasi* és *Euaspidoceras perarmatum* jelzik az oxfordi emelet felső részét.

A kimeridgei emeletet az alpi kifejlődésű Aspidoceras acanthicumos rétegek jellegzetes alakban képviselik. Ezek a gumós márgarétegközös, táblás ammoniteszes rétegek már PETERS rövid leírása alapján, a Zengővárkonytól keletre levő régi Mészégetővölgy kőfejtőiből a klasszikus alapmunkákban is említve vannak. Ebben a föltárásban, a déli hegységperemi pikkelyszerkezetes nagy diszlokációs övben bukkannak ki a malm alsóbb tagozatai, amelyek hasonló sorrendben, ugyanennek a szerkezeti övnek mentén, Pécsváradon és Ófaluban is megvannak. A zengővárkonyi kőfejtő-föltárások szerint a gumós, márgás, ammoniteszes, acanthicumos mészkő mintegy 12—15 m vastag. Nem a legjobb megtartású *Ammonites* faunája nem olyan gazdag, mint általában, de a legjellegzetesebb alakokat tartalmazza, aminek alapján ZITTEL *Streblites tenuilobatus* szintjének jelenlétét igazolhattuk. Az ammoniteszes rétegek fölött vörösfoltos, sárgás, vörös, tűzkőgumós, majd fehér, simatörésű mészkőrétegek következnek, amelyek a kimeridgei emelet felső részét és folytatólagosan a portlandi emelet egészét, hézagtalanul képviselik.



64. ábra. Titon mészkő, Síngödörvölgy (BALOGH K. felv.)

A csak néhány jól föltárt helyen vizsgálható acanthicumos gumós mészkőrétegek fölötti vörös, tűzköves mészkőrétegek már a felsőkimeridgei, majd az ezek után következő rétegek a titon emeletet képviselik. A vörös radioláriás tűzköves mészkőrétegek fölött mindig uralkodóan fehér, kezdetben pados, majd táblás, finomszemű, tömött mészkőrétegek vannak, mikroszkópos eloszlású tűzkőszemcsékkel, Calpionellával és Radioláriákkal. A Radioláriák a titonba sorolt mecseki rétegösszlet alsó, tűzköves részében gyakoriak, ahol a *Calpionella*-félék csak gyéren mutatkoznak. Az utóbbiak K. SIDÓ MÁRIA szerint a titon összlet középső részén tömegesen észlelhetők, ahol viszont a Radioláriák kevesbednek. A *Calpionella alpina* és *Calpionella elliptica* a titon összlet felső rétegeiben ismét csökkenő számban találhatók, s mellettük itt a titon—kréta határt jelző *Tintinnopsella carpathica* is jelentkezik. A gyéren mutatkozó *Aptychus*-féléken kívül a jellemző *Pygope diphya*, *Pygope janitor*, *Holcophylloceras silesiacum*, *Protetragonites quadrisulcatum*, *Aspidoceras binodum*, *Laevaptychus latus* titon faunaegyüttes alapján a titon emelet egészének jelenlétét valószínűsíthetjük.

A mecseki malm sorozat a különálló szerkezeti pikkelytagokon kívül, a Zengővonulat belsejében, a periklinális közepét tölti ki az Újbányai meden-

cében ; az északi Magyaregregy—szászvári szárnyban szétszabdalt összetorlódott pikkelyrészekben mutatkozik. Az Újbányai medencében összes vastagsága 200—300 méternek adódik.

Összefoglalás

A mecsekhegységi jura sorozat vázlatos áttekintéséből kitűnik, hogy a Dunántúli Magyar Középhegység jurájától minden tekintetben lényegesen



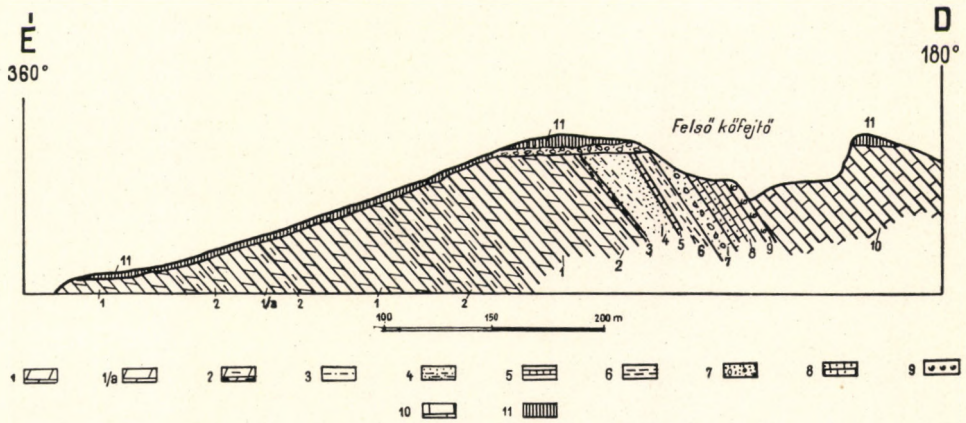
*65. ábra.*Ráncolt titon mészkőrétegek, Magyaregregy (Fülöp J. felv.)

eltérő kifejlődés. Kőzetkifejlődése, üledékképződési módja, sőt a fauna összetétele sok tekintetben más, mint a Magyar Középhegységben. A mecseki jura rétegösszletek mai elterjedése szerint kétségtelen, hogy ezek az egész területet egységesen és fokozatos térfoglalással borított epikontinentális sekélytengerben, folyamatos üledékképződéssel keletkeztek. Az üledékképződés a szárazföldi törmelékes üledéktől kezdve a tengermenti kőszénképződés nagyvastagságú, megismétlődő térszíningadozást jelző, partközeli képződményeivel folytatódva, a jura közepéig fokozatosan finomodó, terrigén anyaghozzájárulást mutat. A felsőjurában, a terrigén anyag kihagyásával, tiszta vegyi üledékképződés, mészkő- és alárendelten tűzkőkiválás volt. Az egész területen egyetemlegesen nyomozható üledékképződés a liász partvonalat a közeli gránithegységgel, törmelékanyagban is igazolhatóan, kijelölhetővé teszi. A gránitszárazföld a már akkor kiemelkedett permi homokkőösszlettel délről, ke-

letről, sőt észak felől is letarolt tönkfelületként szegélyezte a liász tenger lassan előretörő ágát. Fölhalmozódott szárazföldi mállási törmelékanyaga tartósan szolgáltatta a liász, és finomodó módon a dogger üledékanyagot.

A mecseki jura üledékek közel 3000 méternek adódó összletvastagsága mindvégig epikontinentális sekélytengeri képződmény. Vastagságban sokszorosan meghaladja a Magyar Középhegység jura összletét. A jura rétegsor egyetemlegesen és folyamatosan süllyedő medencerészben, a süllyedéssel lépést tartó üledékképződést jelez. Mozgékony szárazföldi párkányövnek felel meg, míg a Magyar Középhegység egyenlőtlenebb fenékmozgásai merevebb aljzatot jeleznek.

A mecseki jurának a malmig terjedő egészen eltérő üledékképződése a Magyar Középhegységével szemben nemcsak a tenger mélységi viszonyainak, hanem a mecseki



66. ábra. A villányi Mészhegy földtani szelvénye (Szabó P. szerint): 1. felsőanizusi dolomit, 1a. felsőanizusi dolomit lingulás paddal, 2. felsőanizusi dolomit és dolomitmárga váltakozása, 3. bath transzgresszió előtti, szárazföldi homokos agyag, 4. kvarchomokkő, 5. agyagos mészkő, 6. csillámos, szárazföldi tarka agyag, 7. bath meszes homokkő és konglomerátum, 8. bath szürke, tömött mészkő, 9. kallóvi ammoniteszes mészkő, 10. alsómalm tömött mészkő, 11. pleisztocén törmelék és lösz

jura tenger zártabb jellegéből következően, a tengervíz fizikai és vegyi viszonyainak különbségét is mutatja. A kőszénképződés lápvízi viszonyaitól eltekintve, az alsóliász homokos márga piritesedése és a bitumenes kőzetek a tenger zártabb, kevésbé mozgatott, nyugodtabb s egyben kisebb mértékben szellőződött voltát is bizonyítják. A mecseki jurának a Magyar Középhegységétől teljesen különböző voltát végeredményben a közbeeső szárazulati elválasztó gát érthetővé teszi.

A Villányi hegységvonulat

Harmadik jura kifejlődési területünk, a Villányi hegység, mind a Dunántúli Magyar Középhegységtől, mind a Mecsekhegységtől teljesen különbözik. A Villányi hegység jurája, úgy mint a triásza is, egészen hiányos. Sem a liász, sem a dogger alsó része nincs meg, s ezt a hiányt keletkezésbeli, rétegtani hiánynak kell minősítenünk, ami azt jelenti, hogy a valószínűsített középső-triász kiemelkedéssel ez a területrész a középsődoggerig szárazföld volt.

A Villányi vonulat jura kifejlődését teljes egészében föltárva, a villányi Mészhegy régen ismert, klasszikus faunalelőhelyének rétegsora szemlélteti (66. ábra), felsődogger (felsőbath—kallóvi) és alsómalm rétegekkel, továbbá

meszes homokkő, breccsia, konglomerátum, homokos mészkő és mészkő kőzetekkel.

A bath emelet, a legidősebb jura tag, szürke, breccsiás, erősen homokos mészkő, IFJ. LÓCZY szerint mintegy 12—16 m vastagságban, szögdiszkordanciával közvetlenül az anizusi dolomitra települ. A triász dolomit felső rétegösszlete apróbreccsiás világosszürke, sőt fehér, murvás dolomithomokrétegekkel váltakozó. A déli dűlésű (40—45°) felsőanizusi dolomitmárga sima rétegfelszínére, vékony, tarka agyag (0,5 cm), agyagcsíkos, aprószemű vékony meszes



67. ábra. A villányi Nagykőfejtő bath rétegei (VITÁLIS S. felv.)

laza homokkő, majd homokos agyag, agyagos homok (0,4 m), tarka agyag (1,5 m), végül zöldes árnyalatú, majd sárga, kissé homokos, laza márga- (0,4 m) rétegekből álló összlet, látszólag konkordánsan települ. A laza, durva törmelékes rétegösszlet alján a triász dolomitmárga 5—5 cm nagyságú, mállott, porló kavicsai észlelhetők, transzgressziós alapkonglomerátumra utaló módon. SZABÓ PÉTER üledékásványtani vizsgálatai szerint a tarka agyag, szögletes triász szemcséken kívül, kissé koptatott kvarcot, kevés csillámot, ezenkívül cirkont, turmalint, epidotot és gránátszemeket tartalmaz. A homokkő lazább—szilárdabb, limonitos, zöldagyag-pettyes, helyenként keresztréteges. Ásványai túlnyomólag (80—90%) kissé koptatott kvarc (magmás és metamorf), kalcit, kevés muszkovit és klorit. Ritka nehézásványai: cirkon, sztaurolit, rutil, gránát, apatit, magnetit. Hasonló ásványos összetételű a bath homokkőrétegek közvetlen fekvőjében levő tarka agyag is, kevesebb kvarccal.

Ezt a különleges törmelékes rétegösszletet, a felsőanizusi és bath rétegek között, IFJ. LÓCZY miocénnek tartva, a bath rétegeket reátolódott helyzetűnek minősítette. IFJ. NOSZKY a dogger transzgressziót bevezető rétegeknek tekinti. Ásványos anyagában a triászon kívül, a bath rétegekben is mutatkozó ásványok vannak. Szervesmaradványok eddig nem kerültek elő belőle. A homokkő felső részének közbetelepült zöldagyagjából H. DEÁK MARGIT fiatalképű pollen-féléket *(Umbellifera, Salix, Tilia, Compositae)* talált.

Erre a bizonytalan korú, a feltárásban mintegy 30 m csapáshosszban nyomozható rétegössszletre, néhol látszólag konkordánsan, néhol bizonytalan eróziós diszkordanciával települ a bath meszes homokkőösszlet, alsó részén 0,5—0,7 m vastag meszes homokkő kötőanyagú, kvarckavicsos és dolomitkavicsos konglomerátumpaddal. A homokkő ásványai : magmás és metamorf kvarc, muszkovit, klorit ; nehéz ásványai : cirkon, rutil, zöld turmalin, epidot, sztaurolit, apatit, többnyire koptatott, 0,1—0,06 mm közti szemcsék, továbbá limonit, magnetit és gránát. A meszes homokkő, fölfelé kevesbedő homoktartalommal, kissé homokos mészkőössszletbe megy át, folytatólagosan sárgásbarna, szürkésbarna, kezdetben homokosabb, majd mindinkább meszesebb, végül bitumenes mészkőrétegekkel. Alsó részében a gazdag *Nautilus* fauna, kétségtelenül az egykori üres házaknak hullámok hátán történt összehordásából származik. A felső, bitumenes homokos mészkőrétegekből apró kovásodott fatörmeléken és szenesedett növényeken kívül gyér kagylók és Brachiopodák kerültek ki. A kovásodott farészek GREGUSS szerint *Podocarpoxylon*-félére utalnak. Ezek a fatöredékek és a szenesedett egyéb növényi részek a partszegélyi keletkezést igazolják. Helyenként dolomit- és kvarckavicsos konglomerátum, tüskésbőrű váztöredékekkel és *Belemnites* töredékekkel, valóságos transzgressziós jelleget mutat. Ennek az összletnek rétegtani helyét bath emeletben jelöljük meg. IFJ. LÓCZY „kornbras és bradfordi" rétegekkel azonosította őket, de kifejlődésben azok típusától eltérnek.

A kallóvi emeletbeli mindössze 1,5—3 méter vastag limonitos, világosbarna, kissé homokos, gyér glaukonitos és gyér oolitos, gumós ammoniteszes mészkő a bath emeletbe sorolt partszegélyi rétegekre, éles kőzethatárral konkordánsan települ. Az ammoniteszes mészkő 10—15% oldási maradéka legnagyobb részében (75%) alaktalan limonit és kvarcszemcse központú limonitooid. A többi maradék víztiszta és rózsaszínű kvarcszemcsetöredék (0,1—0,6 mm). Ennek a múlt század közepe óta ismertté vált gazdag *Ammonites* gyűjtőhelynek klasszikussá vált, monografikusan földolgozott faunája kallóvi emeletbe tartozik, de bath alakokat is szolgáltatott. Föltűnő üledékképződési jellegzetessége ennek a vékony kalloviumnak, hogy jóformán kötőanyag nélküli ammoniteszes padnak mondható, túlnyomólag többé-kevésbé korróziós, kiemelkedő limonitszemcsés *Ammonites* kőbelekkel. A mészkőrétegek felülete is gumós, egyenetlen. Az *Ammonites*-félék túlnyomólag réteglap szerinti helyzetűek, de vannak azt keresztezők is, az összehordottság szerint. Héjas példányok a kalcitos *Belemnites* rosztrumoktól eltekintve, a többi faunaelem között sincsenek. A korróziós oldási nyomok, különösen az ellenállóbb limonitos rozsdafoltok bütyökszerű kiemelkedésében jól mutatkoznak.

IFJ. LÓCZY LAJOS a monográfiában leírt gazdag *Ammonites*-féléken kívül, néhány Brachiopodát, kagylót *(Entolium disciformis, Plagiostoma obscura, Inoceramus obliquus, Pholadomya escheri)*, csigát *(Pleurotomaria)* és *Belemnites*-félét sorolt föl. Az *Ammonites* fauna gazdagságát mutatja, hogy a földolgozott 1384 példány 17 nemzetséghez tartozó 128 fajt képvisel. Lóczy vizsgálatai szerint a villányi kallóvi ammoniteszes padban a szintek szerinti faunaelrendeződést nem lehetett megállapítani. Ez tehát kevertfauna, mert keletkezése szerint más nem is lehet. A villányi *Ammonites* fauna ugyanis nem az

élethelyen történt betemetettség (tanatocönózis), hanem partközeli összehordottságú lerakódás, nekroplankton fölhalmozódásnak minősíthető. Erre utalnak az ammoniteszes rétegekben mutatkozott szenesedett növényi részek is. A fölhalmozódás helyén történt szerves bomlás eredménye, piritképződés nyomán a limonitosodás. A *Belemnites* rosztrumok többnyire DK—ÉNy helyzete esetleg a hullámverés irányát jelző, partvonallal párhuzamos elrendeződésre utal.

Az *Ammonites* fauna korát Till a *Macrocephalites macrocephalus, Reineckia anceps* és *Peltoceras athleta* szintekben jelölte meg. Ifj. Lóczy a kallói emelet egészét képviselve látja, Arkell szerint, vannak benne jellemző bath alakok is.

Ugyanezek az ammoniteszes rétegek, hasonló szerkezeti pikkelyben kerültek föltárásra a Siklós—gyüdi Csukmahegy délnyugati oldalán levő „vörösbányában".



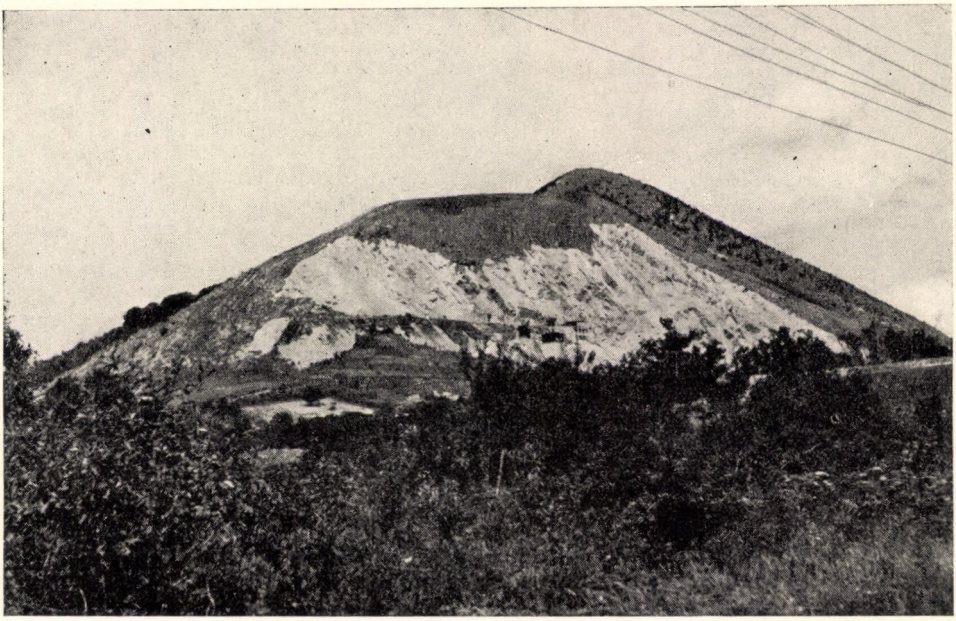
68. ábra. A villányi Nagykőfejtő bath—alsómalm rétegsora (Kaszap A. felv.)

A malm mészkő és az anizusi dolomit közötti É—D irányú 30—35 m széles árkos beszakadásban, a dolomitra pikkelyeződött, déli dűlésű malm mészkőösszletben, rétegmentén kihengerlődött 0,3—0,6 m vastag vörös, agyagos, vasas—oolitos, limonitkonkréciós mészkő a villányi bath—kallói *Ammonites* faunát tartalmazza. A kőfejtő alsó szintjén rózsaszínű, tömött gyér *Ammonites*-tartalmú, kimeridgei emeletre utaló mészkő éles határ nélkül rózsaszínű, majd fehér malm mészkőbe megy át. Ennek a sok új részletet ígérő föltárásnak részletes anyagvizsgálati és faunisztikai vizsgálatát Kaszap András végezte.

A kallói emelet ammoniteszes rétegei fölött Villányban, éles határral, tömött fehér alsómalm, valószínűleg kimeridgei emeletbeli, jellemző *Rhynchonella arolica*-tartalmú mészkő 40—45 m vastag összlete következik, látszólag konkordanciával vagy bizonytalan szögdiszkordanciával, a réteglapon dőlésirányú, rétegközi csúszási vonalakkal. Ifj. Lóczy a kettő között némi üledékhézagot föltételez. Ez az üledékhiány az éles kőzetkifejlődési



69. ábra. A villányi Nagykőfejtő alsómalm rétegei (VITÁLIS S. felv.)



70. ábra. A Harsányhegy délnyugatról nézve (FÜLÖP J. felv.)

különbséggel magyarázható. Felsőbb rétegei sárgásbarna színűek, szarukőgumókkal. Vékonycsiszolatban organogén szövetű, *Foraminifera*, *Radiolaria* és *Krinoidea* vázrészek metszeteit mutatja. Magasabb jura tagok (középső- és felsőmalm) a villányi szelvényben nincsenek.

Nyugat felé, a Harsányhegy vonulatában levő világosszürke tömött, 400 m vastagságúnak becsült, néha kissé tűzköves mészkőösszlet, *Rhynchonella lacunosa* alapján, alsó—középsőmalmba tartozhatik. Fölötte a nem nagy vastagságú, a Harsányhegy tetején levő, kalciteres *Diceras*-tartalmú mészkőrétegek itt a malm zárótagját szolgáltathatják.

Végeredményben, a Villányi hegység pikkelyvonulatainak jurája a középsődoggertől kezdődő partszegélyi képződményekből a malmban szirtes zátonymészkőkifejlődésbe megy át, egészen szigetvilágszerű sekélytengeri jelleggel. Rétegsorában a középsődoggertől a malm végéig terjedő összes jura tagok jelenlétét föltételezhetjük. Ez a kifejlődés még gazdag kallóvi faunaelemeiben is lényegesen eltér a Mecsekhegységtől, s legföljebb a középeurópai vonatkozásokban egyeznek. A malm szirtes kifejlődése a Harsányhegyen délalpi, illetve határozottan dinarid jellegű. Mindezek a kifejlődésbeli különbségek végső fokon kéregszerkezeti következmények, egyben a későbbi kéregmozgások befolyásolói is.

Irodalom

Böckh J., A Bakony déli részének földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 2. 1872.

Böckh J., Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. Földt. Int. Évk. 4. 1876.

Böckh J., Adatok a Mecsek-hegység és dombvidéke jura-korabeli lerakódásainak ismeretéhez. (I.—II.) Értekezések a Term.tud. Köréből. 10—11. 1880—81.

Cseh Németh J., Az úrkúti mangánérctelep kifejlődési típusai. Földt. Közl. 88. 1958.

Deflandre, G.—Fert, Ch., Observations sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et éléctronique. Annales de Paléontologie. XI. 1954.

Hofmann K., Ószőny és Piszke között foganatosított földtani felvétel. Földt. Int. Évi Jel. 1883-ról.

Hofmann K., Jelentés az 1883. év nyarán a Duna jobbpartján Ószőny és Piszke közt foganatosított földtani részletes felvételekről. Földt. Közl. 14. 1884.

Kaszap A., Dogger rétegek a Villányi hegységben. Földt. Közl. 89. 1959.

Koch N., A tatai Kálvária-domb földtani viszonyai. Földt. Közl. 39. 1909.

Koch N., A Magyar Középhegység jurafáciesei. Koch emlékkönyv. 1912.

Kovács L., Adatok az Északi Bakony juraképződményének ismeretéhez. Debreceni Tisza I. Tud. Társ. II. oszt. munk. 4. 1931.

Kovács L., Néhány középső-liászkori ammoniteszfaj az Északkeleti Bakonyból. Földt. Közl. 62. 1932.

Kovács L., A lókúti domb liászképződményeinek sztratigr. viszonyai. Közl. a debreceni ásv. földt. int. Tisia. I. 1936.

Kovács, L., Monographie der liassischen Ammoniten des nördlichen Bakony. Geologica Hungarica 17. 1941.

Kovács, L., A Káváshegy jurakori üledékeinek sztratigráfiai és mikrotektonikai viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1945—47-ről. 1951.

Kovács L., Adatok az Északi Bakony juraképződményeinek ismeretéhez. Közl. a debreceni ásv. földt. int. kiadv. Debrecen 1931.

Kulcsár K., Középső-liász a Gerecse-hegységben. Földt. Közl. 42. 1912.

Kulcsár K., Földtani megfigyelések a Gerecse-hegységben. Földt. Közl. 43. 1913.

Kulcsár K., A Gerecse-hegység középső liászkorú képződményei. Földt. Közl. 44. 1914.

Lóczy L., ifj., A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. Földt. Közl. 42. 1912.

Lóczy L., ifj., A Villányi Callovien Ammonitesek monográfiája. Geol. Hungarica 1. 1915.

Noszky J., ifj., Földtani vázlat az Északi Bakony belső részéből. Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről, 1943.

Magyarországi jura rétegek átnézete
(VADÁSZ E., 1959)

Jura		Emelet	Bakony		Vértes	Gerecse	Pilis	Mecsek	Villány, Gyűd	Harsányhegy
			Déli	Északi						
Oolit	Malm	Felső	Portlandi: Részleges kiemelkedés	Fehér mészkő és mészmárga	Vörös aptychus-tartalmú rétegek Sárgásszürke, világos vörös, calpionellás, diphyás mészkő	Részleges kiemelkedés ammoniteszes, diphyás mészkő	Kiemelkedés Ammoniteszes mészkő-foszlány	Regresszió, fehér tűzkövés, táblás mészkő, pados mészkő	Hézag	*Diceras*-tartalmú mészkő
			Felső Titon Alső: Diphyás, ammoniteszes mészkő					Szürkésvörös, gumós, márgás, acanthicumos mészkő	Fehér mészkő	
		Középső	Rózsaszínű, tűzköves, gumós, acanthicumos, ammoniteszes mészkő		Gumós, krinoideás mészkő	Vörös agyagos, gumós, táblás ammoniteszes (1—2 m) acanthicumos mészkő	?			Világosszürke *Rhynchonella lacunosa*-tartalmú, gyéren tűzköves mészkő
		Alsó	Luzitáni: Szürkésfehér, rózsaszínű, mangánfoltos, lemezes, táblás, kovás márga			Barnásvörös, tömött, tűzkőgumós mészkő	Kovás márga és radioláriás tűzkőréteg-foszlányok		Rózsaszínű, gumós, gyér ammoniteszes mészkő	
		Felső	Oxfordi: Radiolarit			Vékonylemezes, táblás, pados, sárga, májbarna és vörös, radioláriás tűzkő	?	Sárgás, kovás, palás—táblás, ammoniteszes mészkő	*Rhynchonella arolica*-tartalmú mészkő	?
			Kallóvi: Radioláriás, kovás márga Posidoniás mészmárga			Vörös, mangános mészkő (Tata)		Barnássárga kovás mészmárga	Barna és vörös limonitos, oolitos ammoniteszes mészkő	
	Dogger	Középső	Bath: Barnásvörös, mangános, ammoniteszes mészkő			Világosvörös, kemény, tűzköves, sárgafoltos mészkő		Vörös, gumós, agyagos, ammoniteszes márga	Szürkésbarna, transzgressziós homokos, bitumenes mészkő	
		Alsó	Bajóci: Sárgásszürke, brachiopodás mészkő, rózsaszínű, szürkefoltos agyagos, gumós, ammoniteszes mészkő			Világosvörös, sárgafoltos, agyagos, ammoniteszes mészkő		Szürke, pados, tömött, ammoniteszes mészmárga		
Liász		Felső	Aaléni: Zöldesszürke és vörösbarna, agyagos, gumós, ammoniteszes mészkő. Sárgás, zöldesszürke, táblás, tűzköves, posidoniás mészkő		?	Barnásvörös, vékony agyagrétegközös, vékonytáblás mészkő	?	Szürke, homokos, palás agyagmárga	Szárazföld	
			Toarci: Radioláriás, sötétszürke agyagmárga Világosszürke, limonitbarna, zöld mangánkarbonátos agyag, sötétszürke és fekete mangános agyag, mangánoxid			Sötétvörös, agyagrétegekkel váltakozó vékonytáblás, gumós, ammoniteszes mészkő *(Hildoceras bifrons)*		Sötétszürke és fekete homokos agyagpala és homokkő		
		Középső	Charmouthi Doméri: Halványrózsaszínű, vörös, tűzköves, posidoniás és ammoniteszes mészkő			Világosvörös, ammoniteszes mészkő		Szürke, meszes, kovás homokkő tűzkőrétegekkel		
			Pliensbachi: Vörös, mangános, ammoniteszes mészkő *(Pygope aspasia)*			Sötétvörös, tarkafoltos, mangános, ammoniteszes mészkő, sötétvörös, brachiopodás — krinoideás mészkő *(Pygope aspasia)*		Palás, homokos agyagmárga, krinoideás mészkő		
		Alsó	Lotharingi: Krinoideás, brachiopodás hierlatz mészkő			Vörös, gyér ammoniteszes, pados mészkő, brachiopodás hierlatz mészkő		Szürke, liogryphaeás agyagmárga, homokkő és kvarcit		
			Szinémuri: Szürke és halványrózsaszín, tűzköves, rhynchonellás mészkő		Krinoideás — brachiopodás mészkő	Világosvörös, szürkésrózsaszín, tömött, gyér brachiopodás mészkő	Krinoideás, brachiopodás mészkő	Tengermenti kőszénösszlet; arkózás homokkő, palás homokkő, szenes, homokos agyagpala, bitumenes mészkő, kőszéntelepekkel		
			Hettangi: Fehér, sárgás dachsteini tömött és oolitos mészkő			?				
Fekvőtag			Raeti dachsteini mészkő		Nóri dachsteini mészkő	Raeti dachsteini mészkő	Raeti—nóri mészkő	Raeti, durva törmelékes összlet	?	?

20—25 m

Noszky J., ifj., Földtani megfigyelések a bakonyi Kőris-Kékhegy vonulat K-i lejtőjén és a Papod-hegycsoportban. Földt. Int. Évi Jel. 1941—42-ről, 1945.
Noszky J., ifj., A komlókörnyéki kőszénterület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról, 1952.
Noszky J., ifj., A bakonyi mangánérc rétegtani helyzete és kutatási kilátásai. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 1952.
Noszky J., ifj.—Sikabonyi L., Karbonátos mangánüledékek a Bakonyhegységben. Földt. Közl. 83. 1953.
Peters, C., Über den Lias von Fünfkirchen. Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Wien. Mat.-Nat. Kl. 46. 1862.
Prinz Gy., Az északkeleti Bakony idősb jurakorú rétegeinek faunája. Földt. Int. Évk. 15. 1904.
Prinz Gy., A magyarországi liász partvonalainak helyzetéről. Földr. Közl. 34. 1906.
Sz. Drubina M., Az eplényi mangánércelőfordulás kőzettani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról. 1959.
Taeger H., Adatok a Bakony felépítéséhez és földtörténeti képéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1910.
Telegdi-Roth K., Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal mezozóos fejlődéstörténetéhez. Mat. Term. Értesítő, LV. 1934.
Vadász E., A déli Bakony jurarétegei. Balaton tud. tanulm. eredm. I. 1. Bp. 1909.
Vadász E., Üledékképződési viszonyok a Magyar Középhegységben a jura időszak alatt. Mat. Term. tud. Értesítő, 31. 1913.
Vadász E., A bakonyi mangánképződés. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 1952.
Vigh Gy., Jura-tanulmányok a Magyar Középhegység északi részéből. Budapest, 1913.
Vigh Gy., Földtani jegyzetek a Gerecse-hegységből. Földt. Int. Évi Jel. 1920—23-ról. 1925.
Vigh Gy., Adatok a Gerecse-hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról, 1935.
Vigh, Gy., Führer in das Gerecse-Gebirge. Földt. Int. Kiadv. Budapest, 1928.
Vigh Gy.—Noszky J., ifj., Előzetes jelentés az úrkúti mangánbánya környékén végzett földtani vizsgálatokról. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, I. 1941.
Wein Gy., Zirc környékének titon rétegei. Földt. Közl. 64. 1934.
Wein Gy., A komlói bányaföldtani kutatások legújabb eredményei. Földt. Közl. 82. 1952.

Kréta időszak

A mezozóos alaphegységek legnagyobb részének földtani fölépítésében találunk felszíni kréta időszaki képződményeket a Dunántúli Magyar Középhegység minden részében, a Pilisvonulat és a Budai hegység kivételével; a Mecsekhegységben, a Villány—Harsányi vonulatban és a Bükkhegységben, más-más kifejlődésben és különböző rétegtani helyzetben. Legteljesebb a bakonyi kréta sorozat. A jurában a mangánképződés, a krétában a bauxitkeletkezés adja az üledékek nagy népgazdasági jelentőségét.

A Bakonyhegység

A bakonyi kréta képződményeiről a múlt század hatvanas éveiben végzett osztrák átnézetes földtani térképezés jelentéseiben találunk első ízben érdemleges adatokat. Hauer ismételt közleményekben megnevezte és legidősebb tagnak vette a „zirci rétegeket", és ezek „kaprotinás" mészkövétől megkülönböztette az exogyrás „lókuti rétegeket". Mindkettőt felsőneokomba helyezte. További csoportként említi a gazdag *Ammonites* és tüskésbőrű faunát tartalmazó glaukonitos „nánai rétegeket", végül a glaukonit nélküli, világossárga márga „pénzeskúti" rétegcsoportot, s ezeket a „gault" emeletbe sorolta. A Déli Bakony figyelembevételével már neokom, gault és gozaui rétegeket különböztet meg.

Elsőül Hantken Miksa ismertette az ajkai felsőkréta kőszénösszletet, majd további adatokat szolgáltattak a bakonyi kréta összletről Szabó József, Koch Antal,

Taeger Henrik, id. Lóczy Lajos és Barnabás Kálmán, valamint Jaskó Sándor. A két évtized óta történt különböző célú részletes térképezés eredményeiből Telegdi-Roth Károly bauxitkutatási jelentése az Északi Bakonyról, valamint Ajka vidéki kőszénkutatási tanulmánya és különösen ifj. Noszky Jenő tanulmánya és jelentései adnak korszerű áttekintést. A Bakony kréta képződményeire vonatkozó gazdag faunából a *Cyclolites*-félék és az Echinoideák monográfiáin kívül, további ismertetéssel alátámasztott, összefoglaló munkák még hiányoznak. Az alábbiakban főként ifj. Noszky tanulmánya, kéziratos jelentései és szóbeli közlései, valamint személyes vizsgálatok kritikai összesítését adjuk. Ez sok tekintetben még most is nehézségekbe ütközik, mert a Déli Bakonyra vonatkozó adataink hiányosak, másrészt mert a kréta sorozat sem mutatkozik egy szelvényben teljes együttesben, hanem a különböző helyek jellegzetes részletszelvényeiből kell azt összeegyeztetve, egységes sorrendbe foglalni. A kréta képződményeknek ilyen hézagos, illetve más-más tagokkal települt volta azonban más megítélést igényel, mint a jurabeli hézagos település. Az eddigi ismeretek alapján a kréta üledékek egyes jellegzetes tagozatai kőzetkifejlődésben és faunában jól megkülönböztethetők és megfelelő térképen el is különíthetők.

Alsókréta

A bakonyi alsókréta tagozatai uralkodóan mészkőkifejlődésűek. A krétába tartozó legidősebb képződmény a felszínen Zirc—Lókút körül mutatkozó világossárgás vagy szürkésfehér, tömött, kagylóstörésű, lemezes—táblás mészkő, tűzkőgumókkal és vékony kiékelődő tűzkőrétegekkel. Finomszemű alapanyagában mikroszkópos tűzkőszemcsék, helyenként körülhatárolatlan, kovásodott foltok észlelhetők. Ez a Lókút melletti, ifj. Noszky szerint 60—80 m vastag rétegcsoport fokozatos átmenettel fejlődik ki a felsőtiton mészkőből. Ugyanez van a zirci részen is. Lókúton gyér faunájának eddig ismert jellemző alakjai: a *Pygope diphyoides*, *Phylloceras*, *Crioceras* és *Baculites neocomiensis*. Nem kétséges, hogy a kréta legalsó részét, valószínűleg a berriázi emeletet képviseli.

Ennek fácieseként tekinthető a sokkal vékonyabb, Zirc körüli (Borzavár, Palihálás, Eperkéshegy) mindössze 1—2 m vastag vörös, táblás, ammoniteszes mészkő. Jellemző faunaelemei: *Pygope diphyoides*, *Pygope triangulus*, *Phylloceras semisulcatum*, *Phylloceras infundibulum*, *Lytoceras quadrisulcatum*, *Crioceras duvali*, *Hoplites* sp., *Acanthoceras* sp., *Duvalia dilatata* nem hagynak kétséget a valangini emeletbe tartozás felől, s egyben a titon faunából való átmenetet is érzékeltetik. Ugyanide tartozik a sümegi fehér, lemezes, kagylós törésű mészkő is, amiből ifj. Noszky *Crioceras*-félét említ.

Noszky egyik jelentésében a titon és a kréta között diszkordanciát jelez, holott az üledékfolytonosságot hangsúlyozza. Ez az ellentmondás onnan származhatik, hogy az alsókréta legalsó tagozata nem mindenütt mutatkozik, és egyes helyeken a magasabb kréta tagok közvetlenül települnek a titon rétegekre.

Hauterivi emelet

Ifj. Noszky Zirc környékén, részletes leírásban és gazdag faunafölsorolással ismertetett, sárgásvörös limonitfoltos, ammoniteszes, gumós, kevéssé koptatott sárga és vörös, jura tűzkőtörmeléket tartalmazó mészmárgát sorolt ide. Fölötte vékonytáblás szürke, tűzkőréteges, breccsiás krinoideás—brachiopodás mészkő települ. Ugyanezt említi a Déli Bakonyban, Sümeg vidékéről is. Vastagságát 60—70 méterre becsüli. Az alsó, ammoniteszes tagozat *Foraminifera-* és *Krinoidea*-nyomokon kívül *Rhynchonella moutoniana*, *Phylloceras tethys*, *Phylloceras winkleri*, *Phylloceras semisulcatum*, *Lytoceras quadrisulcatum*,

Baculites neocomiensis, *Desmoceras*, *Crioceras duvali*, *Lamellaptychus angulicostatus*, *Duvalia dilatata* jellemző hauterivi alakokat tartalmaz, közömbös és a barrémi emeletbe is fölmenő alakokon kívül. Ez IFJ. NOSZKY szerint, közvetlenül a titon rétegekre települ, megállapítható diszkordancia nélkül. Egészen sekélyvízi, partszegélyi képződménynek minősül, amit vékony, kiékelődő volta és tűzkőtörmelékes anyaga bizonyít (0,5 m). Faunája is összehordott jellegűnek tűnik.

Az hauterivi emelet felsőbb részébe tartozó, nagyobb vastagságú, vékonytáblás mészkő NOSZKY szerint 5—6% kovatartalom mellett, az előbbivel szemben kevesebb kvarcszemet és néhány glaukonitszemcsét is tartalmaz. Rossz megtartású, főként *Brachiopoda* faunájában *Terebratula*-, *Rhynchonella*- és *Waldheimia*-félék vannak, *Ammonites* töredékekkel és fenéklakó *Foraminifera*-félékkel. Fokozatosan mélyülő sekélytengeri kifejlődés. Fölvetődik az a lehetőség, hogy az előbbi vékony, helyi jellegű, kiékelődő ammoniteszes réteg a kréta tenger szintjéig emelkedett titon sziget parti kifejlődése, a vékonytáblás összlet pedig annak nyíltabb tengeri fáciese. Az hauterivi emelet tengerének föltételezett fokozatos mélyülése ugyanis ellentmondásban van az emelet végén bekövetkezett kiemelkedéssel.

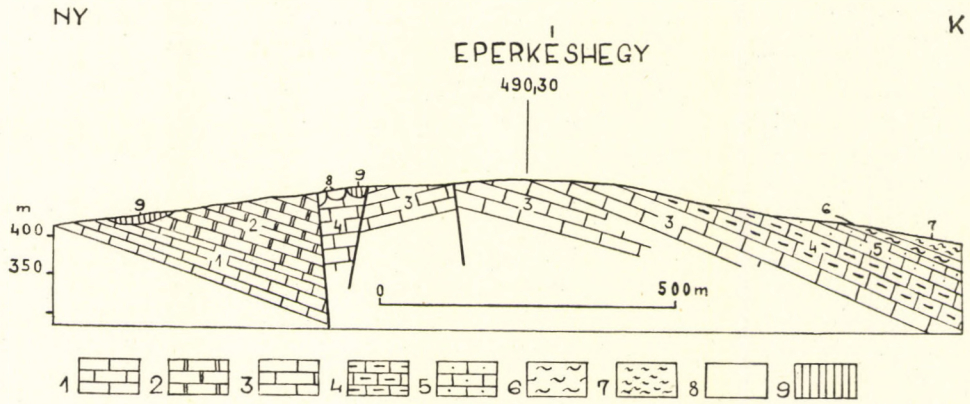
Barrémi emelet. Bauxitszint

A bakonyi alsókréta tengeri sorozatában és annak főként mészkőképződésében hirtelen üledékváltozás állt be, és szárazföldi mállási termékül ismert bauxitképződés, bauxitfölhalmozódás történt. Ebben a bauxitszintben az iparilag bauxitnak minősíthető anyagon kívül, vörös agyag, szürke pirites, degradált bauxit és pirites, bauxitos agyagrészek is vannak, amelyeket üledékképződési alapon bauxitösszlet néven foglalunk össze. Ez a bauxitösszlet a megelőző kiemelkedett mészkőfelszín karsztosodott egyenetlenségeiben halmozódott föl; ennek megfelelően egyenlőtlen vastagságban, de általánosabb kiterjedésben nyomozható, mint a mélyebb alsókréta tengeri tagozatok. Ez arra utal, hogy a juravégi regresszióval a bakonyi triász—jura mészkőterületek nagy része kiemelkedett volt, azok karsztosodott térszíne a bauxitképződés területévé vált.

A bauxitképződés illetve fölhalmozódás nem szorosabb értelemben vett szárazföldi fölhalmozódás, hanem szenesedett növényi részek és IFJ. NOSZKY krokodilfog és csonttöredék lelete szerint, sekély belvízi üledéknek tekinthető. Erre mutatnak a bauxitkavicsokból álló, bauxitkötőanyagú konglomerátumos részek is. A barrémi bauxitösszlet 0,2—20 m változó vastagságban az Északi Bakonyban, Bakonybél—Zirc—Olaszfalú—Bakonynána (Perepuszta)—Tés vonalában, apti fedőrétegek alatt végignyomozható. Az Északi Bakony keleti végződésében, Iszkaszentgyörgy—Fehérvárcsurgó határában föltárt nagy bauxitterület, dolomitfekvő és közvetlen eocén fedőrétegekkel, valószínűleg szintén ebbe a bauxitszintbe tartozik, esetleg későbbi, több-kevesebb áthalmozással. Ugyanide sorolható a Déli Bakonyban az ajkai Ármin-akna kőszénösszletének fekvőjében, a dolomithatáron észlelt bauxit helyzete is, amit az úrkúti mangánterület föltárásaiban és mélyfúrásaiban, az apti rétegösszletben észlelhető bauxitos agyag is igazol. A régebbi padragi kőszénkutató fúrásokban, a felsőkréta kőszénösszlet alatt észlelt bauxit, az újabb Halimba vidéki bauxitkutató fúrások és bányaföltárások gazdag ismeretanyaga szerint nem annyira megismétlődött, fiatalabb bauxitképződést, mint inkább a felsőkréta transzgresszióval föllazított, újraáthalmozottságot jelenthet. Az alsókréta bauxitösszlet rétegtani helye a közvetlen fedőjében mutatkozó apti emeleti rétegösszlet gazdag faunája nyomán, a barrémi emelet egészére rögzíthető. Eddigi ismereteink szerint a bauxitszint szárazulati jellege szerint, a Bakonyban nem volt egyenletesen általános elterjedésű. A Déli Bakonyban a barrémi emeletben szintén tengeri üledékhiány mutatkozik, helyenként vörös, agyagos, bauxiteredésű anyaggal (Ajka, Úrkút).

Apti emelet

A bauxitkutatással kapcsolatos föltárások és TELEGDI-ROTH, valamint különösen IFJ. NOSZKY részletes vizsgálatai tisztázták a bakonyi kréta sorozat további tagolódását. A barrémi bauxitösszletre következő üledékképződést TELEGDI-ROTH ingressziós jellegűnek minősítette. Valóban, a bauxitösszletre közvetlenül sárga, zöldesszürke és vörös, tengeri Ostracodákat és csigákat tartalmazó agyagrétegek következnek, amelyekben a szögletes bauxittörmelék is arra utal, hogy a bauxitösszlet anyagának csöndesvizű földolgozásából származik. Az Ostracodákon kívül *Pseudomelania, Mathildia, Acrilla, Pleurotomaria* barrémi—apti jellegű csigák kerültek ki belőle (Olaszfalu).



71. ábra. A kréta rétegek töréses, csökkentett települése az Eperkéshegyen (Olaszfalu), (IFJ. NOSZKY J. szerint): 1. felsőtiton lemezes mészkő, 2. hauterivi mészkő, 3. rekvieniás mészkő, 4. orbitolinás mészkő, 5. albai szürke mészkő, 6. cenomán glaukonitos márga, 7. cenomán turriliteszes márga, 8. eocén rétegek, 9. pleisztocén lösz

NOSZKY szerint az apti emeletbe tartozó rétegek változatos mészalgás, orbitolinás, ostreás, brachiopodás, ostracodás kifejlődésű agyag-, márga- és mészkőösszletből adódnak, mintegy 50—60 m vastagsággal. Az eddigi megállapítások szerint a rétegösszlet három tagozatban mutatkozik. Alsó tagozata mészalgás mészkő, *Munieria baconica* kőzetalkotó mennyiségével és ostreás mészkőrétegekkel. Ezek többnyire túlterjedve települnek az idősebb tagokon. Középső tagozata sárga, szürke és vöröstarka agyagösszlet, mely a bauxit közvetlen fedője, alján Terebratulákat, Bryozoákat, tüskésbőrűeket tartalmazó szürke márgaréteggel, kőszenes zsinórokkal, gazdag csigafaunával és ostracodás rétegekkel. A felső tagozat az agyagösszletből fokozatos átmenettel fejlődik ki kezdetben agyagmárga, majd mészmárga, táblás orbitolinás rétegek ostreás—exogyrás közbetelepüléssel, felső részében kagylókból, csigákból, tüskésbőrűekből álló gazdag faunával. A záróréteg limonitos agyagkonkréciókat és gyér faunaelemeket tartalmazó kemény, pados mészmárga. A felső márgatagozatban IFJ. NOSZKY sok, alig koptatott víztiszta kvarcot talált.

A jellegzetes és ezekből a rétegekből DEECKETŐL leírt mészalgák *(Munieria baconica)* gyakoriságán kívül, a még részletesen nem ismertetett faunából a Foraminiferák *(Orbitolina lenticularis, Orbitolina discoidea)* egy része homokos vázú *(Textularia)*. Egyéb faunaelemei: *Terebratula*-félék, partközeli vastaghéjú kagylók *(Ostrea, Neithea, Trigonia, Crassatella)* és fúrókagylók *(Lithodomus)*. A csigák is partközeli jellegűek *(Nerinea,* különböző *Cerithium*-félék), fiatalabb, magasabb kréta emeletre utaló alakokat tartalmaznak *(Actaeonella, Paracerithium)*. Feltűnő az eddig csak cenomán emeletből ismert jellegzetes tengeri sünök *(Archiacia)* jelenléte is.

Ifj. Noszky ezt az egész rétegösszletet az apti emelet aljára teszi, mert közvetlen fedőjében a rekvieniás mészkövet is az apti emeletbe tartozónak minősíti. Utal azonban arra, hogy az említett magasabb szintre jellemző faunaelemek figyelembevételével a további vizsgálatok más eredményeket hozhatnak. Semmiképpen sem minősíthető azonban ez az összlet „urgoni" fáciesnek, mert azt a rekvieniás mészkő képviselheti. Taeger egyik jelentésében cenomán emeletbe helyezte és a rudistás mészkőnél fiatalabbnak tartja. Douvillé a Taegertől küldött néhány szervesmaradvány alapján, nem egészen helyes indokolással, az apti emeletbe sorolta. Ifj. Noszky is említi, hogy Zirc körül az „erősen zavart tektonikájú területen" ez a képződmény igen könnyen a rekvieniás mészkő fedője is lehet.

Ez az Északi Bakonyban általános elterjedésű rétegösszlet kevésbé jellegzetes módon megvan a Déli Bakonyban, Úrkúton, a rekvieniás mészkő közvetlen fekvőjében. Itt az úrkúti mangánösszlettel szoros összefüggésben, az I. akna 12. ereszkéjében föltárt rétegsorban a felsőliász sötétszürke mangános, palás agyag fölötti, tarkafoltos mangánpettyes, földolgozott bauxitösszletre utaló vörösbarna agyag már a kréta ingresszió első üledéke. Vastagsága változó, az ereszkében 50 m is lehet. Szervesmaradványok közvetlenül az agyagból nincsenek. Vörös agyagja nem bauxit jellegű, valószínűleg a bauxit anyagából származik, a benne levő mangánfoltok pedig a mangán lepusztításából erednek. Az agyagban közbetelepült, kiékelődő, szürke homokos szenes agyag, szenesedett növényi részekkel és molluszkás lencsékkel, *Orbitolina conoidea* fajon kívül homokos vázú Foraminiferákat *(Textularia)*, kovaszivacstűket, Ostracodákat, apró csiga- és kagylóembriókon kívül apti—albai emeletre utaló csigákat tartalmazott *(Emarginula, Nerineopsis, Tectus, Proscala, Metacerithium, Bathrospira, Tympanotonus, Rostrocerithium, Cirsocerithium, Gadilla)*, amelyek az északbakonyi bauxitfedő vörös agyag tengeri alakjaival azonosak. A mangánfoltos vörös agyag közvetlen fedőjében hasonló, de keményebb molluszkás laza homokkő következik, amit Vigh Gyula és ifj. Noszky Jenő is említenek. Ez az úrkúti 12. ereszkefőben legföljebb félméter vastagságú réteg fölfelé szürke agyagmárgába, majd mészmárgába megy át, s fölötte a rekvieniás mészkő települ. Ez a szintén sekélytengeri, partközeli rétegösszlet az északbakonyival azonos. Ősföldrajzi tekintetben figyelemre méltó, hogy H. Deák Margit palynológiai vizsgálata szerint, az úrkúti apti agyagmárgában a nyitvatermők *(Dacrydium, Araucaria, Agathis, Brachyphyllum* és egyéb ősi fenyők) vannak túlsúlyban, míg a harasztok *(Gleichenia, Mohria, Aneimia)* alárendeltek. Ugyanakkor a vérteshegységi, oroszlányi apti agyagmárgában a haraszt-félék az uralkodók *(Gleicheniaceae, Schizaeaceae, Matoniaceae)*, s a nyitvatermők *(Cycas, Bennettitinae, Gingko)* alárendeltek.

Albai emelet

A bakonyi kréta sorozat jellegzetes, sziklaszirtes, térszínformálódásban is jól elkülönülő tagja a rekvieniás mészkő. Fehér, sárgás, ritkábban szürkés, tömött szövetű, ifj. Noszky szerint helyenként bitumenes mészkő. A *Rudista*-félék kimálló héjmetszetei érdes felületűvé és könnyen fölismerhetővé teszik. Vékony csiszolatban *Foraminifera* metszetek és egyéb szerves vázrészek vannak benne. Noszky *Requienia ammonea, Requienia pellati, Toucasia carinata, Toucasia transversa, Agria blumenbachi, Rudista*-féléket említ, ezenkívül vastaghéjú *Vola-, Neithea-* és *Nerinea*-félék mutatkoznak benne, a Déli Bakonyban *Ostrea*-féle *(Lithiotis)* héjakkal. Vastagsága az Északi Bakonyban átlag 30 m, a Déli Bakonyban, mélyfúrási adatok szerint 60—80 m vastagságot is elér.

A rekvieniás mészkő települése üledékkifejlődés tekintetében az alatta levő agyag- és márgaösszlettel annak felső mészmárgarétegei útján, éles határ nélkül, folytonosságot jelent. Zátony jellegű képződése az előző partközeli, sekélyvízi üledékképződéssel szemben nem jelent medencemélyülést, csak a terrigén anyag kimaradásával, a mészkőképződés állandósulásával, vegyi—biogén üledékképződést. Ez a mészkőképződés éles határ nélkül folytatódik az orbitolinás mészkőrétegösszletben, amit Noszky külön szintként választ ki. Sárga és világosszürke, vékonytáblás, kagylós vagy sima törésű, tömött mészkőösszlet ez, melyet a vastagpados rekvieniás mészkőtől főként az uralkodó Orbitolinák tesznek megkülönböztethetővé. Alsó tagozatában az Orbitolinák mellett nagy Nerineák és apti jellegű sünök *(Catopygus nasutus, Holectypus macropygus)* vannak.

A felsőbb, szürke s zínű rétegekben Brachiopodák *(Terebratula)*, kagylók *(Ostrea, Exogyra, Alectryonia, Neithea)*, gyér *Ammonites (Turrilites)* mellett albai jellegű tüskések *(Holaster, Catopygus)* vannak. Az *Orbitolina*-félék közül NOSZKY az *Orbitolina concava* fajt említi, ami cenomán emeletbeli alak.

ID. LÓCZY a Déli Bakonyban részletesen tagolta az Ajka vidéki rekvieniás mészkőösszlet kifejlődését, a régebbi föltárások, valamint HANTKEN és BÖCKH leírásainak figyelembevételével. A 40—50 m vastagságúra becsült összlet alján *Lithiotis*-tartalmú mészkő, majd apró Nerineákat tartalmazó fehér mészkő fölfelé rekvieniás mészkőbe megy át. Erre 0,8—1,0 m vastag *Nerinea-, Vola-, Radiolites-, Sphaerulites*-tartalmú márgás mészkő, majd 1 m lithiotiszos pad s újból jellegzetes rekvieniás mészkő következik. Ez az Ajka vidéki (úrkúti) szelvény ma már így nem látható, többnyire kiszabadíthatatlan *Requienia ammonea, Sphaerulites-, Radiolites-, Vola-, Nerinea-, Natica-, Globiconcha*-féléken kívül HANTKEN és BÖCKH *Orbitolina conoidea, Orbitolina concava, Requienia lonsdalei, Radiolites styriacus, Sphaerulites* cf. *neocomiensis, Globiconcha baconica* faunaelemeket említenek belőle.

Ez a faunatársaság mindenesetre újravizsgálatot igényel, mert alsó- és felsőkréta alakokat tartalmaz. Az Orbitolinák hauterivi—barrémi és cenomán alakok. A kérdés tisztázatlanságát növeli, hogy ID. LÓCZY föntebbi rétegsorrendjével szemben, HANTKEN ebben a szerinte HAUER „zirci rétegeivel" azonos, urgoni fáciesű alsókréta összletben három „emeletet" különböztet meg:

1. Az alsó rekvieniás és nagy nerineás, szerinte *Radiolites styriacus*-ra emlékeztető alakokat tartalmazó,
2. a középső, csaknem kizárólag nagy *Lithiotis*-tartalmú, s
3. a felső, globiconchás rétegeket.

Az utóbbit ID. LÓCZY nem tartja megkülönböztethető szintnek. ROZLOZSNIK PÁL külön tartandónak véli. HANTKEN szerint ez az ajkai édesvízi kőszénösszlet fekvője. HANTKEN a három tagozatot szorosan egybetartozónak és azonos földtani korúnak tartja, de alsókréta vagy fiatalabb voltát biztosan nem állapította meg.

A 15—20 m vastagnak jelölt orbitolinás mészkőösszletnek alsó részében IFJ. NOSZKY még az apti emelet képviselőit látja, felső részét pedig az albai emeletbe sorolja. Az egész összletet a rekvieniás mészkőnél valamivel mélyebbvízi képződménynek tartja, partközeli képződésként, a tenger fokozatos mélyülésével. Azonos kőzetjellegeik szerint ez a feltevés még nem eléggé bizonyított. Lehetséges, hogy együttesen az albai emelet egészét kitöltő heteropikus fáciesek.

Ugyanez vonatkozik NOSZKY külön szintként, az orbitolinás mészkő fedőjeként kikülönített gyér faunájú „szürke táblás mészkő csoportjára" is. Ez a 20—30 m vastagságúnak jelzett, féregjáratokat mutató vékonytáblás vagy szürke táblás—pados, limonitszemcsés mészkő kőzettanilag sem különbözik az alatta levő orbitolinás összlettől. Mindössze csak faunahiánya adja a különbséget, amit NOSZKY mélyebbtengeri keletkezéssel magyaráz. Ez nem valószínű, legföljebb a tengeri élet körülményeinek változásáról lehet szó, amit a szürke mészkő felső padjaiban mutatkozó glaukonittartalom bizonyíthat.

Felsőkréta

Cenomán emelet

Glaukonitos márga

A bakonyi kréta sorozat alsóbb tagozataiban is többé-kevésbé érzékelődik az elhatárolás nehézsége. Ez fokozódik NOSZKYtól „glaukonitos márga-csoport" néven megkülönböztetett, főként Bakonynána határában (ott is csak néhány ponton) mutatkozó, mindössze néhány méter vastagságú rétegekben is. Kőzettani fő jellemzője a homokos márga glaukonittartalma (2—3%), ami mellett koptatott kvarchomokszemek is vannak. A glaukonit NOSZKY szerint már az alatta levő szürke, gyér faunás mészkőben is mutatkozik, ami üledékképződési összefüggésüket bizonyíthatja. A glaukonitos márga egyetlen közvetlen reátelepülési szelvényében (Bakonynána) NOSZKY szerint a szürke mészkő hullámos felületének egyenetlenségeit tölti ki. A glaukonitos márga gumós, keményebb és lazább kötésű részekből áll, az utóbbiakban fészek-

szerűen igen gazdag faunával. Ez a faunatársaság tüskésbőrűekből, kagylókból, csigákból és *Ammonites*-félékből áll, azonkívül szenesedett vagy limonitosodott növényi részek is mutatkoznak. A jellemző Ammonitesek között *Mortoniceras-*, *Holcoscaphites-*, *Desmoceras-*, *Baculites-*, *Turrilites-*, *Hamites-* és *Kossmatella*-félék vannak, a *Turrilites*-félék uralkodó szerepével. Az *Echinus*-félék közül *Hemiaster minimus*, *Pseudodiscoides cylindricus*, *Discoidea suboculus* mutatkoznak. Mindezek alapján a glaukonitos rétegeket Noszky, különösen az *Inflaticeras inflatum* jelenlétének hangsúlyozásával, az albai emelet felső részét jelző „vrakoni" fáciessel azonosítja. A fauna összjellege azonban kétségtelenül cenomán emeletet jelez, amin az albai emelet egyes alakjainak jelenléte, mégha azok szintjelzők is *(Inflaticeras inflatum)*, semmit sem változtatnak.

Az előző mészkőképződéssel szemben a glaukonitos márga szembeötlő fáciesváltozást jelent. Ez a változás azonban nem jelenti a tengerfenék szükségszerű mélyülését, hanem a fizikai viszonyok változását. Még vizsgálatot igényel, hogy valóban glaukonitképződéssel állunk-e szemben, és a glaukonit mennyiségi aránya is megállapítást igényel. A glaukonitképződés hidegvizű áramlás jelenlétére mutat, ezzel szemben a megelőző általános mészkiválás melegebb vizet jelez. A glaukonitos márga eddigi lokalizált elterjedése, pontosabb körülhatárolással, esetleg a hidegebb vizű áramlás vonulási irányára is adhat fölvilágosítást.

Turriliteszes agyagmárga

A múlt század irodalmának „nánai rétegei" az Északi Bakonyban legjellegzetesebb, viszonylag legnagyobb elterjedésűek. Világosszürke, mállottan sárgás, felsőbb rétegeiben sötétszürke agyagmárga, amely fokozatosan, glaukonithiánnyal fejlődik ki az alatta levő glaukonitos fáciesből. Ifj. Noszky szerint legtöbbször éles határral válik el a glaukonitos rétegektől, ennek ellene szól azonban az a megállapítása, hogy alsó rétegeiben még ritkán glaukonit is van s ezek a rétegek erősen porózusak, ami nyilvánvalóan a glaukonitos rétegek homokos jellegéből való átmenetet jelzi. A felsőbb rétegek agyagosabbá válnak, viszonylag nagy mésztartalommal.

A glaukonitos rétegek gazdag faunájával szemben Noszky föltűnő különbségként jelöli meg a „turriliteszes agyagmárga", faunában jóval szegényebb jellegét. Különösen föltűnő azonban az azonos alakoknak nagyobb termetűsége, a tüskésbőrűek és az Ammonitesek köréből. Ezt a kőzetkifejlődésbeli és faunaszegényedési, valamint termetbeli változást ő a tenger fokozatos mélyülésével magyarázza. Ezzel szemben ez a 60—70 m vastagságúnak becsült rétegösszlet nem jelent mélységváltozást, csak az üledékföltöltődéssel járó mélyüléskiegyenlítődést.

A „turriliteszes márga" faunája lényegileg azonos a glaukonitos rétegek faunájával, az említett különbségeken kívül azzal az eltéréssel, hogy a *Turrilites*-félék itt mindössze két fajjal *(Turrilites bergeri* és *Turrilites puzosianus)* vannak képviselve, holott a glaukonitos rétegekben több fajjal szerepelnek. Tekintet nélkül az albai emelet zárószintjét jelző *Inflaticeras inflatum* és *Turrilites bergeri* jelenlétére, ezt a rétegsorozatot is maradéktalanul a cenomán emeletet teljesen kitöltő összletnek tekintjük. A cenomán emelet jelenlétét egyébként már Böckh Hugó is valószínűsítette (Geologia II. 1909. 597. o.).

Az Északi Bakonyban a glaukonitos és turriliteszes rétegek korlátozott kiterjedésben csak az északkeleti részre szorítkoznak. A Déli Bakonyban, az albai—cenomán és turoni emeletben tengeri üledékeket nem ismerünk.

Felső bauxitszint kérdése

A Déli Bakonyban Padrag, Halimba és Nyirád körüli bauxitkutató mélyfúrások és nagyszabású bányászati föltárások nyomán Barnabás Kálmán ismerte föl és részletes tanulmányban újravizsgálta az ottani bauxitösszlet rétegtani helyzetét és keletkezési körülményeit. A bauxitösszlet kétségtelenül áthalmozott jellegű, többé-kevésbé degradált, pirites felső részében piritesedett *Equisetum*-szerű növényi szárrészeket s az ajkai kőszénösszletet jellemző édesvízi csiga faunát *(Pyrgulifera glabra, Pyrgulifera* cf. *pichleri, Melania heberti, Strophostomella cretacea)* talált. A felsőtriász dolomit egyenetlen, karsztos felületére települt bauxit közvetlen fedőjében az ajkai kőszénösszlet jelenlétét állapította meg, ami a régebbi padragi kőszénkutató mélyfúrásokban is észlelhető volt. Rossz megtartású örökzöld növénylenyomatokon kívül H. Deák Margit és Pálfalvy István a következő levélmaradványokat határozta meg: *Dalbergia* sp., *Eucalyptus* sp., cf. *Myrsine* sp., *Myrica* sp., pálmák *(? Sabalites)*, egyszikűek *(Gramineae)* indet. Ezek az eddig az irodalomban egyedülálló szervesmaradványok ennek a bauxitösszletnek korát határozottan az ausztriai mozgásokkal kiemelkedett szárazulati képződményként rögzítik.

A sümegi földtani alapfúrás rétegsorában a barrémi—apti tagozat rétegei is hiányoznak, s az hauterivi szaruköves, glaukonitos karsztos alakulatú mészkő fölött szürke homokos, aprókavicsos agyag-, agyagmárgarétegekkel induló, 96 m vastagságú szárazföldi—édesvízi kőszenes összlet következik, az ajkai édesvízi csiga fauna nyomaival. Ezt a rétegösszletet, a fedőjében levő korallos—molluszkás, valamint gryphaeás, tengeri agyagmárga- és mészmárgarétegekkel együtt, a szenon emeletbe sorolják, ami annyit jelent, hogy a szárazföldi szakasz a turoni emeletet bezárólag tartott, s a felsőkréta tenger lassú térhódítása, az ajkai kőszénösszletet beleértve, csak a szenon emeletben indult. Ennek alapján, a halimbai bauxitösszlet felső részén észlelt pyrguliferás réteg a szenonkezdeti elmocsarasodás föllazított bauxitiszapja lehet, s a benne levő csiga fauna a bauxitösszlet egészének keletkezési korát nem föltétlenül bizonyítja. Ebben az esetben a bauxitösszlet keletkezési időtartama az északbakonyihoz hasonlóan, a triászvégi—alsóliásztól kezdődő, kréta elejétől a szenon emelet közé eső határközt tartalmazza. Ebbe az időtartamba beleesik a barrémi emeletre rögzített bauxitszint, s tisztázásra vár az a kérdés, hogy a halimbai bauxitösszlet is a barrémi szintet képviseli-e, esetleg nagyobb időtartamú, folytatólagos bauxitképződéssel, vagy pedig az „alsó bauxitszint" lezárulása után megújult „felső bauxitszint" képződési időszakát jelzi.

Az Ugod—Bakonybél közötti területen lemélyített mélyfúrásokban, az eocén alatt elért felsőkréta rétegösszletben, a jellegzetes szenon inoceramuszos mészmárga, hippuriteszes mészkő, gryphaeás márga és homokos márga alatt 116 m vastag szárazföldi jellegű, tarka, homokos márga, homokkő, dolomit és kvarcanyagú kavics mutatkozott, kőszenes nyomokkal és édesvízi csigákkal. A 2. sz. fúrásban a szárazföldi összletben 7 m vastag bauxit is volt a triász dolomit aljzaton (Ottlik Péter). A szárazföldi összlet jelenléte és a bauxit tehát itt, az Északi Bakonyban is az alsókréta tagok hiányával, a szenon emeletig terjedő tengeri üledékhiányt jelez, ami magában véve nem föltétlenül bizonyítja a bauxit itteni magasabb szintbe tartozását.

Szenon emelet

A bakonyi kréta sorozat eddig vázolt rétegtani kérdéseinek tisztázatlanságai eléggé világosan jelzik a bakonyi kréta egységes földolgozásának hiányát, amire már ID. LÓCZY négy évtizeddel ezelőtt utalt. Azóta a rétegtani kérdések az alsókrétára vonatkozólag valamennyire előbbrejutottak, de a kréta felső tagozatára nézve még több nyitott kérdés és ellentmondás maradt. Eddigi ismereteink szerint a Déli Bakonyban a glaukonitos és a turriliteszes márgaösszletet nem ismerjük. Az Északi Bakonyban sem tudunk a magasabb kréta rétegeknek a turriliteszes márgára történt közvetlen reátelepüléséről. A kréta sorozat magasabb tagozatát tevő ajkai kőszénösszlettel és a hippuriteszes mészkőrétegekkel legrégibb irodalmi adataink (HAUER, HANTKEN, KOCH, TAUSCH) igen érdemlegesen foglalkoznak, de a rétegtani besorolást véglegesen nem tisztázták.

Szárazulati és csökkentsósvízi rétegek

Az ajkai kőszénösszlet mintegy 80—100 méter összes vastagságú édesvízi összlete agyagból, palás agyagból, molluszkás szenes agyagból és több különböző vastagságú kőszéntelepből áll. HANTKEN MIKSA és ROZLOZSNIK PÁL szerint a globiconchás mészkőre települ. ROZLOZSNIK szerint a legmélyebb tag fehér breccsia, aminek kőzetanyagáról nem tesz említést. Az egyik padragi fúrásban ez alsóliász tűzkőtörmelék volt, bauxitos anyaggal. Bauxit is volt az ajkai bányaföltárás főkeresztvágatában, a kőszénösszlet és a triász dolomit közvetlen érintkezési határán. Ennek pontosabb rétegtani helyzete az Északi Bakony ismeretében, barrémi emelet lehet.

A kőszénösszlet tagozódását HANTKEN nyomán ROZLOZSNIK részletezte. HANTKEN idejében a hármas tagozatú ajkai kréta összlet középső tagozatában 25 vékony telep közül csak kettő művelésre érdemes. Az összlet alsó részében 2 m vastag fekvőtelep néha tiszta, máskor 20—50 cm vastag közbetelepüléssel három padra oszlik. A felső, a borostyántelep mindig meddő közbetelepülésekkel megosztott. Ezenkívül még az 1—1,5 m vastag légvágat telep is művelésre érdemes. ROZLOZSNIK szerint az összlet alján agyagmárga és homokkő van szenesedett növényi részekkel, gyantával és bitumenes agyaggal. Alsó részében fehér és világosszürke, fölfelé fokozatosan szaporodó szenes részekkel kőszenes agyagpalává lesz, gyér Pyrguliferákkal. Az alsó telepcsoport 15—27 m vastag kőszén-, kőszenes agyagpala-, agyag- és mészmárgarétegek váltakozásából áll. Erre következik 15—22 m vastag, jobbára képlékeny agyagból álló, mészmárgával váltakozó rétegösszlet, szervesmaradvány nélkül. Végül a felső telepösszlet, 1—2 m vastag borostyántelep.

Az ajkai kőszéntelepösszlet gyakorlati megjelölése a megismerés fejlődésmenetében KOPEK összeállítása nyomán (1958) az alábbiak szerint alakul (IX. táblázat).

IX. táblázat

Telepek közti meddővastagság, m	Mai	1920—1935	1870—1920	Vastagság, m
	használt elnevezések			
	Nullás telep	ismeretlen	—	0,0—0,5
10—20	1. telep	Borostyántelep	Gyantás telep	0,0—1,2
10—30	2. telep	I. telep	½ 8-as telep	1,5—2,5
2—4	3. telep	II. telep	Tizenhármas telep	0,3—2,0
4	4. telep	Lajos telep	—	0,5—2,0
3—4	5. telep	Légközle telep	Szellőztető vágat telepe	0,3—1,0
1—5	6. telep	III. telep	Főtelep	1,5—4,0
30—57	összes meddő		összes kőszén	3,1—13,2

Az ajkai kőszénösszlet HANTKEN, TAUSCH, OPPENHEIM leírásaiban gazdag édesvízi és csökkentsósvízi faunát tartalmaz. Ez a különleges fauna Ostracodákon kívül túlnyomólag csigákból (60 faj) s csak 6 kagyló-féléből áll. A csigák különlegességét a Pyrguliferák adják, amelyek sima alakoktól egészen díszítettekig változatos sorokká foglalhatók. HANTKEN megállapítása szerint a sima és kevéssé díszített alakok az alsóbb tagozatban, a díszesebbek a felsőbb rétegekben mutatkoznak. Nemcsak a meddő szenes—agyagos rétegekre szorítkoznak, hanem a kőszéntelepben is gyakoriak, úgyhogy az egyik ilyen pyrguliferás kőszéntelepet „csigás telepként" különböztetik meg. A Pyrguliferák sokféle alakja a *Pyrgulifera pichleri* és a *Pyrgulifera ajkaensis* alakcsoportjába sorolható. YEN J. T. C. 1958-ban megjelent *Pyrgulifera* tanulmányában az átmeneti alakokat új fajok rangjára emelte *(Pyrgulifera acutispira, Pyrgulifera compressa, Pyrgulifera compressa nodulifera, Pyrgulifera protarmata, Pyrgulifera inflata, Pyrgulifera glabra).* A *Pyrgulifera pichleri* leírását Ajkáról hibásnak állapította meg. Ezek kétségtelenül édesvíziek és legszebb megtartásban a sárgásbarna mészmárgában találhatók. A kőszénben, kőszenes agyagpalában és agyagmárgában is tömegesen mutatkoznak, de összenyomottak. A kőszenes agyagpalában a Pyrguliferákon kívül, ugyancsak édesvízi *Campylostylus héberti, Melania obeloides, Bulimus munieri,* egyes rétegekben csökkentsósvízre utaló *Dejanira bicarinata, Cerithium (Bittium) balatonicum, Hadraxon csingervallensis* található. TAUSCH és OPPENHEIM az alsó tagozatra jellemzőnek említi a *Melanopsis ajkaensis, Paludina subcingulata, Auricula balatonica* alakokat. A felső, borostyántelepben 26 faj van. A kagylók között *Cyrena baconica, Corbicula ajkaensis, Cuneocorbula incerta, Unio cretaceus,* túlnyomólag édesvízi alakok.

Ez a különleges fauna az afrikai Tanganyika, a Bajkáltó, Fidzsi szigetek, Ausztrália és Délamerika trópusi nagy beltavaiban ma élő alakokkal szoros kapcsolatot mutat. Ez egyben megvilágítja a kőszénképződés édesvízi jellegét és a felsőkréta trópusi éghajlatát is. Az utóbbit megerősíti a kőszéntelepben gyakori fuzitdarabok anatómiai vizsgálata, amit GREGUSS ugyancsak ma élő trópusi alakok rokonságába tartozó *Podocarpoxylon*nak állapított meg. Az újabb pollenvizsgálatok több más fenyő-félét, de egyéb fás növényeket is kimutattak. A kőszénben gyakori ajkait néven leírt gyanta kopálfára utal. A gyantában különféle apró rovarok és egyéb szerves nyomok mutatkoznak.

Az ajkai kőszénösszlet tavi édesvízi lápképződését igazolják SZÁDECZKY-KARDOSS szénkőzettani vizsgálatai is. Rétegtani helye bizonyos mértékben még vitás. ID. LÓCZY és ROZLOZSNIK a turoni emeletbe sorolja, ami HANTKEN leírása szerint a hippuriteszes fedőrétegek alapján szükségszerűen következik. TAUSCH faunisztikai alapon magasabb szintbe tartozását is lehetségesnek tartja. PAPP KÁROLY a dániai emeletbe sorolta, újabban még az alsóeocénba tartozásának lehetősége is fölmerült. OPPENHEIM szerint az édesvízi kőszénösszlet a felsőkréta tengeri mészkőösszlet fácieseként tekinthető. Megtalálható az Északi Bakonyban, az Ugod—teveli vonulatrészben, egyelőre még művelésre érdemes telepek nélkül.

A Déli Bakonyban, Sümegen hasonló szenes, agyagpalás, molluszkás rétegek idesorolása az eddigi leírások alapján bizonytalan volt. BARNABÁS magasabb szintbe, a szenon emelet felső részébe sorolta. IFJ. NOSZKY egyik jelentésének rétegtani tagolása szerint a turoni emeletbe sorolható. Újabb vizsgálatok még nem ismertetett eredményei szerint az ajkai kőszénösszlet is a szenon emelet transzgressziós képződménye.

GÓCZÁN FERENC az ajkai kőszénösszlet teljes szelvényére kiterjedő alapvető pollenvizsgálata a középeurópai és északnyugateurópai felsőkréta palynológiai összehasonlítása szerint, a turoni emeletre jellemző pollenalakot nem talált. Kizárólag az alsókampáni alemeletre jellemző *Oculopollis, Sporopollis* és *Papillopollis* nemzetségek alakjai vannak túlsúlyban. Ugyanezek vannak a sümegi 1. sz. fúrásban átharántolt (106—191 m) kőszénösszletben is. Ezzel az utóbbinak az ajkai összlettel való rétegtani azonossága is igazolható. A sümegi fúrásban a kőszénösszlet alatti (191—196 m) szárazföldi, kavicsos rétegekben a turoni emelet alakjai szintén hiányoznak s felsőszantoni alemeletbeli zárvatermő pollen-féléket találjuk. A kőszénösszlet fedőjében levő márgarétegek a felsőkampáni, esetleg maesztrichti alemeleteket képviselik.

Az összehasonlítás alapjául vett középeurópai területen, a magyarországival együtt, mérsékelt meleg éghajlat lehetett. Nem valószínű tehát, hogy a jellemző szenon flóraelemek nálunk korábban jelentek volna meg. Ezt igazolja a turoni elemek teljes hiánya. Az ajkai kőszénösszlet felsőszenoni kora, a fedőjében levő tengeri rétegösszlettel együtt, az északalpi gozau kifejlődéssel való pontosabb rétegtani azonosításon kívül arra utal, hogy a Bakonyban az ausztriai mozgási szakasszal kapcsolatos kiemelkedés hosszabb idejű szárazulatot létesített. Ebben a szárazulati szakaszban a megelőző képződmények nagymérvű lepusztulást szenvedtek, ami helyenként a jura rétegeket is érte, másutt a triász dolomitig terjedően a bauxit lepusztulására, esetleg áthalmozására vezetett. Ennek megfelelően a felsőszenon kezdeti édesvízi—csökkentsósvízi rétegekkel fokozatos lassú tengerelőrenyomulással, kőszénképződéses partmenti lápokkal, megmaradt bauxitrészletekkel vagy anélkül helyenként közvetlenül a triász rétegekre települt.

Mindezek alapján az ajkai transzgressziós kőszénösszlet a fedőjében levő tengeri kréta tagozatokkal, a keletalpi gozau sorozatnak csak felső részével volna azonosítható.

Tengeri rétegösszlet

Hantken hármas tagozatú ajkai rétegösszletének felső tengeri sorozata tartozik a szenon emeletbe. Ez a felső rétegcsoport agyagos, molluszkás márgából, táblás, *Lima*-tartalmú mészmárgából és hippuriteszes mészkőösszletből áll. Ennek a tengeri sorozatnak a kőszénösszletre települését Rozlozsnik igazolta a legmagasabb, hippuriteszes tagra vonatkozólag is. Az ajkai bányaterület egyik újabb (76.) fúrásában az édesvízi kőszénösszlet fedőjében 16 m gryphaeás márgából, 10 m kemény, limás márgából, márgából és 8 m hippuriteszes mészkőből álló szenon tengeri rétegeket észleltek. Ezt a felsőkréta tagozatot Sümegen Barnabás, az Északi Bakonyban Jaskó részletesebben tanulmányozta, s mindkét helyen a szenon emeletbe sorolta.

Sümegen Barnabás alulról-fölfelé *1.* limás mészmárgát, *2.* hippuriteszes mészkövet, *3.* gryphaeás mészkövet, *4.* várhegyi mészkövet, *5.* kőszenes molluszkás, konglomerátumos márgát, *6.* inoceramuszos márga- és mészkőrétegeket különböztetett meg. Az egész összlet a szenon koniaci és kampáni alemeletét képviseli. Id. Lóczy ugyanezt a rétegösszletet hippuriteszes mészkő, gozaui márga, inoceramuszos mészkő és márga csoportra osztotta.

Jaskó az Északi Bakony legteljesebb, tevelhegyi szelvényében, az ajkaival azonosítható kőszenes nyomok fölött gryphaeás, gumós márgát, hippuriteszes mészkövet és legfelül globotruncanás, inoceramuszos mészkő- és márgarétegeket említ. Ifj. Noszky még nem közölt tagozása, az Északi és Déli Bakonyra egységesen, az Ajka vidéki kőszénösszlettel kapcsolatos édesvízi molluszkás, pyrguliferás rétegek fölött: *1.* világosszürke, sárgásszürke gryphaeás mészmárga *(Gryphaea vesicularis, Lima marticensis, Inoceramus planus)*, *2.* fehér, sárgás és rózsaszínű, sárga és vöröses, agyagrétegközös hippuriteszes mészkő *(Hippurites cornuvaccinum, Hippurites inaequicostatum)*, *3.* szürke, fehér vagy sárgás, lemezes, globotruncanás, tűzköves inoceramuszos márgarétegösszleteket *(Micraster coranguinum, Inoceramus cripsi, Parapachydiscus neubergicus)* különböztetett meg. Az utóbbi a maesztrichti alemeletnek felel meg. A három tengeri rétegösszlet együttesen 200—400 m vastagságú lehet.

Ugyanezt a rétegsort Fülöp felülről-lefelé a következőkben foglalja össze: *1.* inoceramuszos (foraminiferás) márga, *2.* tűzkőgumós, féregnyomos mészmárga, *3.* hippuriteszes mészkő, 4. gryphaeás márga.

A sümegi 1. sz. kutatófúrás eddig megismert rétegsorozatában, Kopek Gábor összeállítása szerint, vékony felszíni humusz és kavicsos, homokos pleisztocén rétegek (0,8 m) után, a szenon emeletbe sorolt gryphaeás márga (51 m), korallos—molluszkás agyagmárga (106 m), az ajkaival azonos kőszénösszlet, csigás, szenes agyag, durvaszemű,

szürke, aprókavicsos, keresztrétegzett homokkőbetelepülésekkel (191 m), majd felsőszantoni alemeletbe utalt szárazföldi kavicsos tarka agyag (196,7 m) után, az hauterivi emeletet jelző, sümegi várhegyi mészkő, glaukonitos mészmárga és agyagmárga (196,7—511,6 m), 411 m mélységben, nagy törést jelző meredekre állított rétegekkel mutatkozott. Az hauterivi emelet után a külszínen is észlelhető fehér, lefelé gumós titon mészkő (511,6—538 m), végül 560,1 m fúrástalpig raeti dolomit volt megállapítható.

Ezt a rétegtani tengeri tagolódást lényegileg igazolják a nagylengyeli olajterület mélyfúrási adatainak eddig közzétett eredményei (Dubay László), azzal a kiegészítéssel, hogy az inoceramuszos márgaösszletre inkább Globotruncanák jelenléte jellemző. Ez az egész összlet, egységben tekintve, partszegélyi, sekélytengeri képződmény. Egymásratelepülve, egy szelvényben nem ismerjük, tehát az egyes tagozatok egymáshozi viszonya még vizsgálatra vár. A mélyfúrások szerint a márgaösszlet a mészkőösszlet fölött foglal helyet. Az alatta levő kőszénösszlettel kezdődő üledékszakaszba foglalható, annak alján lassú transzgressziót jelző törmelékanyaggal, édesvízi, majd tengeri rétegekkel. Az irodalomban említett csökkentsósvízi, átmeneti tagokat az ajkai kőszénösszletben Góczán sótűrő flóraelemekkel is bizonyítja. Az egyes tagozatok fácieskénti is tekinthetők, amit bizonyos mértékig valószínűsít a rétegeknek Jaskótól említett, helyenkénti kiékelődése, változó vastagsága. Valószínű, hogy a gryphaeás és az inoceramuszos márgarétegek a sekélytengernek valamivel mélyebb vagy nyíltabb részén keletkeztek, mint a partszegélyi hippuriteszes mészkő. Az inoceramuszos márgaösszlet felső részében homokkőrétegek is vannak, aminek részletesebb anyagvizsgálata még hiányzik. Jaskó a legfelső rétegekben hippuriteszes mészkőgörgetegeket is említ, hullámveréses jelenségként.

Mindezek a rétegtani üledékképződési jelenségek kétségtelenül igazolják, hogy a bakonyi szenon emelet rétegösszlete nem azonosítható az északalpi szárazföld peremén keletkezett, diszkordanciákkal megszakított gozaui sorozattal. A szenon emeletben voltak fenékingadozások, amelyek fácieskülönbségekre is vezettek, de az egész bakonyi összlet más ütemű üledékképződés.

A szenon emelet legfelső tagozata, a dániai emelet hiányzik, a Bakony egész területe kiemelkedett volt.

Összefoglalás

A bakonyi kréta képződmények rétegtani tagozódásából és területi eloszlásából általános megismerésként adódik, hogy a kréta tagok az Északi Bakonyban a mezozóos alaphegység külső szegélyét jelzik, a Déli Bakonyban Sümegen szélső tagként, Ajka—Városlőd körül közbeiktatott részként mutatkoznak. Települési módjuk összefüggőbb, mint a jura tagozatoké, nagyobb felszíni kiterjedésben mutatkoznak, teljes sorozatban, együttesben, egy területen belül a szerkezeti széttagolódás és nagymérvű lepusztulás miatt mégsem találhatók. Eloszlásban bizonyos elkülönülődés látszik az alsó- és a felsőkréta sorozat között, ami érthetővé teszi a legrégibb irodalom zirci, lókúti, nánai, ajkai helyi megjelöléseit. Legteljesebb rétegtani együttesnek látszik az ajkai—úrkúti kréta terület, ahol a legalsó valangini, hauterivi tengeri tagok, a cenomán és turoni emelet, Padrag—Sümeg területén pedig a barrémi—apti—cenomán és turoni tengeri tagok hiányoznak. A barrémi szárazföldi bauxit jelenléte itt is valószínűsíthető a reákövetkező apti emeletbeli vörös, agyagos kőzetrétegek szerint. Viszont a kérdéses „felső bauxitszintet" (turoni) az Északi Bakonyban, szárazföldi rétegnyomokban, dolomitra települten, eddig még csak a Németbánya környéki mélyfúrások bizonytalan adataiból ismerjük. Ettől eltekintve, kifejlődésben nincs különbség a Bakony északi és déli része között.

Az egyes kréta tagok helyenkénti hiányát egyelőre csak a tengerfenék egyenlőtlen mozgásaival magyarázhatjuk. A mozgások módja részleges kiemelkedés, néhol medencemélyülés, általában merevebb párkányküszöb függőleges

irányú fenékingadozásai. Ilyen részleges kiemelkedés adódik az Északi Bakonyban a barrémi emeletben, míg a Déli Bakony, eddigi ismereteink szerint, már a juravégi kiemelkedéstől kezdve szárazföld. Nem lehetetlen, hogy az Északi Bakonyban is ezzel kell számolnunk, mert a barrémi emeletet jelző bauxitösszlet, eddigi ismereteink szerint, nem a kréta mélyebb tagjaira, hanem mindenütt ezek hiányával, közvetlenül az idősebb tagokra, legtöbbször a liász vagy a raeti dachsteini mészkőre települ. Az így tekinthető juravégi kiemelkedés az újkimmériai szakasz szinorogén mozgása lehet.

Az apti és az albai emelet süllyedő térszínen előrenyomuló tengert jelez, koraausztriai szinorogén mozgásként, majd az ausztriai szakasz a cenomán emeletben hasonlóképpen szinorogén kiemelkedést eredményezett nagymérvű lepusztulással s a halimbai bauxit áthalmozásával, fedőjében néhol a reá következő szenon emelet édesvízi lagunáival induló újabb tengerelöntéssel. A krétavégi larami szakasz a terület egyetemleges kiemelkedését eredményezte, további lepusztításos térszínalakulással.

Mindezek fölismerésével, a bakonyi kréta kifejlődések jellegeiből a kréta tenger egykori partvonalait közvetlenül megállapítani még nem lehet. A durvább törmelékes, partközelre utaló képződmények, jobbára csak helyi jellegűek, szigetvilágot jelző hullámverésből vagy elboríttatásból, az előző üledékanyagok, sok helyen a bauxit, lassú földolgozottságából származnak.

A Vértes hegység

A Dunántúli Magyar Középhegység többi részében, csak a Vértes hegységben és a Gerecse hegységben találunk a felszínen kréta képződményeket, jóval hézagosabb és egyszerűbb kifejlődésben. A Vértes hegységben Hauer, majd Hofmann említi először a kréta rétegeket, s leírásuk Taeger munkájában található. Az összlet felszíni kiterjedése nem nagy, de a Tatabányai medence nyugati részén és a Vértes hegység északnyugati előterében, Oroszlány—Mór között, az eocén—oligocén rétegösszlet alatt különböző mélységben, mélyfúrásokkal széles sávban megállapítható. Taeger alsókréta cephalopodás mészkő- és rekvieniás mészkőkifejlődést említ a barrémi—apti emeletbe sorolással.

A barrémi emelet Vértessomló határában kis foltban mutatkozott a harmadidőszaki képződmények alatt. Szürke, lágy agyagos mészkő Foraminiferákkal, Bryozoákkal és algákkal, a barrémi emeletre jellemző *Desmoceras difficile*-vel. Ezt a lelőhelyet azóta nem sikerült ellenőrizni. Nem lehetetlen, hogy a bakonyi hauterivi emeletbe sorolt mészkővel azonos. Fülöp a Vértessomló melletti, Taeger által titon—neokom ?-nak jelölt szürke, krinoideás mészkőnek a tatai és móri alsókréta szürke krinoideás mészkővel való megegyezését állapította meg, a titon mészkőre települő legalsó rétegekből kikerült *Douvilleiceras* alapján.

Ifj. Noszky a móri alsóeocén kőszénösszlet alján az apti emeletbe tartozó vöröstarka agyagösszletet talált felszíni kibúvásban is, a Csókahegy nyugati oldalában.

Apti—albai emeletbe sorolható a bakonyival teljesen egyező Mór vidéki több méter magas, szigetszerűen kiálló, sziklás térszínt formáló, zátony jellegű, tömött, bitumenes, rekvieniás mészkő.

Ezzel azonos a móri Csókahegy Hantken által említett nagyvastagságú „encrinites" mészköve is. Fülöp újravizsgálatai szerint a rétegeknek alsókréta

kora települési és faunisztikai adatokkal igazolható. A szürke, krinoideás mészkő alsó rétegeiben *Ticinella roberti*, valamint kovaszivacsok vannak. A rétegek alsókréta korát ezenkívül a titon mészkő feletti települési helyzete is igazolja, s a tatai Kálváriadomb hasonló szelvénye szerint, az apti emeletre rögzíti. Minthogy a föntebb említett rekvieniás mészkőösszlet a szürke, krinoideás rétegek fedőjében van, valószínűbb az utóbbiaknak mélyebb, hauterivi—barrémi emeletbe való tartozása.

Ezeken a felszínen észlelhető kréta tagokon kívül az említett mélyfúrási anyagban, Pusztavám—Oroszlány határában vöröstarka, világosszürke, sárgás agyagos homokkő az alsóeocén kőszénösszlet alatt csaknem mindenütt megtalálható. Nem tévedünk, ha a bakonyi apti emeletbe sorolt, a rekvieniás mészkő alatti bauxitfedősorozat egyik tagját látjuk benne. Az oroszlányi 1164. sz. mélyfúrás anyagából H. Deák Margit apti emeletre utaló pollen adatokról számolt be, Zalányi Béla pedig Ostracodákat írt le. További kréta tag a mélyfúrási anyagban az ostreás—exogyrás szürke vagy sárgás orbitolinás mészkő, mely ugyancsak az apti emeletbe sorolható. A palás homokkővel váltakozó szürke agyag és agyagmárga mikrofaunája Ostracodákon és egyéb Foraminiferákon kívül, Majzon László meghatározása szerint, cenomán emeletre jellemző *Globotruncana appeninica* fajt tartalmaz. Ezt a bakonyi sorozat glaukonitos—turriliteszes márgaösszletével azonosíthatjuk.

Ezek figyelembevételével Fülöp a felszíni észlelések és a mélyfúrási anyagok vizsgálata alapján a Vérteshegység kréta rétegösszletében a következő tagozatokat foglalta össze: *1.* Turriliteszes márga, *2.* glaukonitos márga (cenomán), *3.* szürke mészkő, *4.* orbitolinás mészkő (albai), *5.* rekvieniás mészkő, *6.* ostreás agyag és mészkő (apti), *7.* szürke, krinoideás mészkő (hauterivi). Fülöp szerint az utóbbi a legáltalánosabb elterjedésű kréta tag, ami az említettek szerint Taeger vértessomlói „agyagos mészkövével" azonos; a móri Csókahegyen és a vértessomlói Szarvaskútvölgyben nyomozható. Megvan Zirc környékén, Sümegen és a tatai Kálváriahegyen is.

Sólyom Ferenc a tatabányai medence szerkezetalakulásában, Bánhida—Síkvölgy között kréta rétegekkel kitöltött nagy tektonikai árokmélyedést állapított meg. Ennek déli részén alsókréta szürke homokkő, glaukonitos, krinoideás mészkő és agyagmárga észlelhető a medencealjzatban, a Vérteshegység nyugati oldalán felszínen levő barrémi—apti rétegekre utaló kifejlődésben. Az árokmélyedés északi felének medencealjzatában sötétszürke foraminiferás, globotruncanás agyagmárga, az Oroszlány—Bokod vidékén a mélyfúrásokban megismert cenomán emeleti rétegekkel azonos. Ezek viszont, *Ammonites*-félék szerint (*Hoplites falcatum, Parahoplites* sp.), az északbakonyi turriliteszes rétegekkel azonosíthatók.

Ilyenformán a Vérteshegységben és a hozzátartozó medenceperemi nyugati 3—4 km széles sávban a kréta képződmények a legalsó tag hiányával, a cenomán emeletig bezárólag képviselve vannak. A triász rétegek ismertetésében említettük, hogy a Vérteshegység mezozóos alaphegysége összetört szineklízis szerkezetet mutat, közepén a kréta rétegek említett sávjával, nyugaton az Átalérvölgyben a triász dolomit és dachsteini mészkő ellenlejtes szárnyával. Ez a vérteshegységi kréta kifejlődés az Északi Bakony, Zirc—bakonynánai részével egyezik, ahol a turoni—szenon összlet hiányzik.

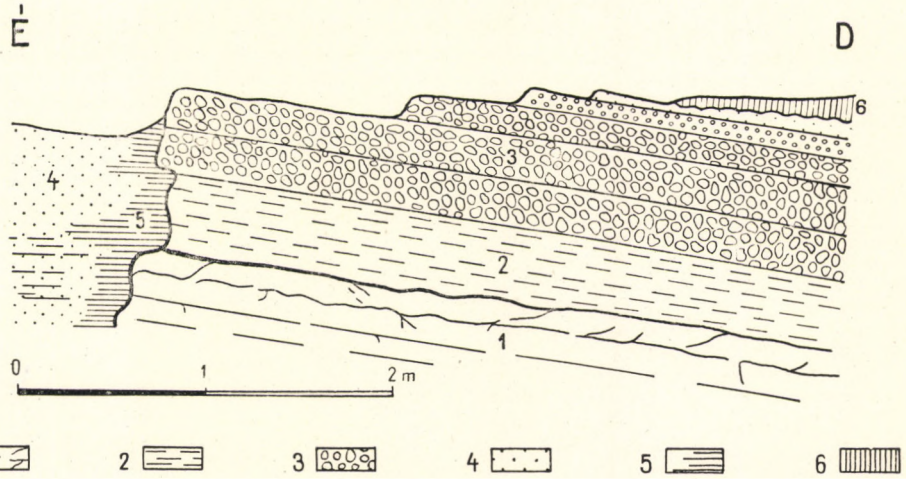
A Gerecsehegység

A kréta képződményekből csak az alsó tagozatok vannak meg a bakonyitól teljesen eltérő kifejlődésben. Hofmann és Hantken a múlt század hetvenes éveiből származó legelső leírásaikban behatóan ismertették az azóta nagyszabásúvá fejlesztett klasszikus föltárások alapján. Ezeket és az évtizedek során fölgyűlt gazdag faunát 1914-ben Somogyi Kálmán korszerű őslénytani—rétegtani tanulmányban foglalta össze, amely szerint a gerecsei kréta rétegek a valangini és hauterivi emeletet képviselik. Újabban Fülöp korszerű, mindenre kiterjedő részletes térképezéssel, gyűjtésekkel és anyagvizsgálattal a gerecsehegységi kréta rétegösszletben folytonos, megszakítatlan üledéksort állapított meg, amely a valangini, hauterivi és barrémi emeleteket foglalja magában.

Kőzetkifejlődés szerint, átmenetekkel összefüggő alapréteget és mészkőbreccsiát, márga-, homokkő- és konglomerátumrétegcsoportokat különböztet meg. Az alábbiakban a történeti fejlődés áttekintésével, Fülöp 1958-ban megjelent tanulmányát vesszük tekintetbe.

Valangini (berriázi) emelet

A legalsó kréta tag Hofmann szerint a piszkei Alsóbikol puszta melletti Paprétárokban a vörös palás, tűzköves alsótiton mészkőrétegekre, Fülöp szerint a titon egészét képviselő fehér calpionellás mészkőre, korróziós jellegű, egyenetlen felszínére, azonos módon települő, de attól élesen elváló, lágy vöröses vagy zöldesszürke, glaukonitos márgás homokkő és mészkőbreccsia.



72. ábra. A kréta rétegösszlet legalsó rétegcsoportjának feltárása Póckőtetőn, Lábatlantól délre (Fülöp J. szerint): 1. alsótiton szürkésfehér mészkő, 2. berriázi zöldesszürke, homokos márga, 3. berriázi mészkőbreccsia, 4. pannóniai homok, 5. pleisztocén hévforrás működési nyomok, 6. pleisztocén lösz

Az utóbbi, Fülöp vizsgálatai szerint, kalcitkötőanyagú, triaszinás dachsteini mészkőtörmelékből áll, és diabázkavicsokat is tartalmaz. Fölötte kemény, világosszürke palás mészmárga következik. Hantken szerint a mészmárga és a tűzköves titon mészkő között diszkordancia van, ami a titon és a legalsó kréta összlet között némi üledékhézagot jelez. Ezzel szemben Hofmann a legalsó márgás homokkőrétegekből *Hoplites malbosi*, *Hoplites uhligi*, *Holcostephanus astierianum*, *Belemnites ensifer*, titonból barrémig fölmenő alakokat említ. Somogyi az újabb gyűjtésekből származó fauna újravizsgálatával 25 fajt említ, amelyek között Hofmann említett 8 fajból álló faunáján kívül a *Thurmannia boissieri*, *Neocomites occitanicus*, *Acanthodiscus euthymi*, *Spiticeras ducale*, *Spiticeras negreli* jellegzetes alsóvalangini alakokat ismertette. Ezek alapján a paprétároki legalsó, márgás laza homokkőrétegek, az alsóvalangini emelet (infravalangium) *Spiticeras bergeri* és *Thurmannia boissieri* szintjeit képviseli. Az üledékhiány tehát csak a felsőtitonra szorítkozik. K. Sidó Mária *Tintinnoidea* tanulmánya a jellegzetes *Tintinnopsella carpathica* és a *Coxliellina berriasiensis*, valamint a *Calpionella elliptica* titon—berriázi átmeneti, illetve berriázi alakokat is kimutatta.

Az újrafeltárt HOFMANN-féle paprétároki rétegsor faunáját FÜLÖP kiegészítette és módosította, a rétegtani helyzetét változatlanul a valangini emeletet bevezető átmeneti berriázi szintben jelölte meg, egyben kimutatta ennek az alaprétegnek a Gerecsehegység többi részén (Pócko, tardosi Szélhegy) való jelenlétét is. A krétakezdeti berriázi alaprétegből FÜLÖP *Globigerina-*, *Radiolaria*-féléket és *Echinodermata* törmeléket is említ. Jellemzőnek említi a *Palaeohoplites*-félék gyakoriságát.



73. ábra. Valangini márga, Lábatlan (Ördöggát), (FÜLÖP J. felv.)

Az üledékképződés kezdetben folyamatosan homokos mészmárgában, majd réteges—pados, leveles—palás agyagmárgába megy át. Ez a szürke, mállottan sárgás, néha lilásvörös, finomszemű márga nagy föltárásokban jól tanulmányozható; régtől fogva a cementgyártás egyik nyersanyaga. Vékonyabb-vastagabb homokkőrétegeket, lencséket és kiékelődő betelepüléseket tartalmaz, amelyeknek 1 mm-nél kisebb szemcsenagyságú anyaga kevéssé koptatott kvarc- és igen sok jura tűzkőszemcsét tartalmaz. Gyakori rétegkiékelődésekből sekélyvízi mozgatottságra utaló álrétegzettséget mutat. Szenesedett apró növényi törmelék, tengeri fonalas algára emlékeztető maradványok, ugyancsak az átvilágított algatenyészetes öv mélységét jelzik.

SOMOGYI az alsóbb mészmárgaösszletből kikerült túlnyomólag *Ammonites*-félékből álló fauna alapján a középső- és felsővalangini emeletet állapította meg. Jellemző alakjai: *Phylloceras infundibulum, Phylloceras tethys, Lytoceras quadrisulcatum, Lytoceras raricinctum, Astieria astierianum, Astieria sayni, Polyptichites bidichotomus, Crioceras duvali, Baculites neocomiensis, Laevaptychus didayi.*

FÜLÖP részletes vizsgálata szerint a „márgarétegcsoport" az alsóvalangini (berriázi) mészkőbreccsia fölött megegyezően települő 100—150 m vastag, változó kőzetkifejlődésű és különböző faunaelemeket tartalmazó tagozatokra különíthető. Legalsó része 5—10 m vastag durva homokkőrétegekkel váltakozó homokos márga, amely a márgakifejlődés zömét jelző szürke, 100—120 m vastag összlettel folytatódik. Az utóbbi, radioláriás mészmárgarétegekkel és gyér faunaelemekkel, középsővalagini alsó tagozatra és felsővalangini—alsóhauterivi faunát tartalmazó felső tagozatra osztható.

Az alsó tagozatban sűrűn közbetelepült, 1—20 m között változó vastagságú homokkőrétegek egyenlőtlenek, kiékelődők, néha elágazódók. Hullámmozgatottságra utalnak a rétegek alján észlelhető márgatörmelékek. A 2—20 cm vastagságú márgarétegek fucoideás nyomokat, féregjáratokat és szenesedett növényi maradványokat tartalmaznak, ugyancsak hullámmozgatottságra utaló, apró szenesedett növényi törme-



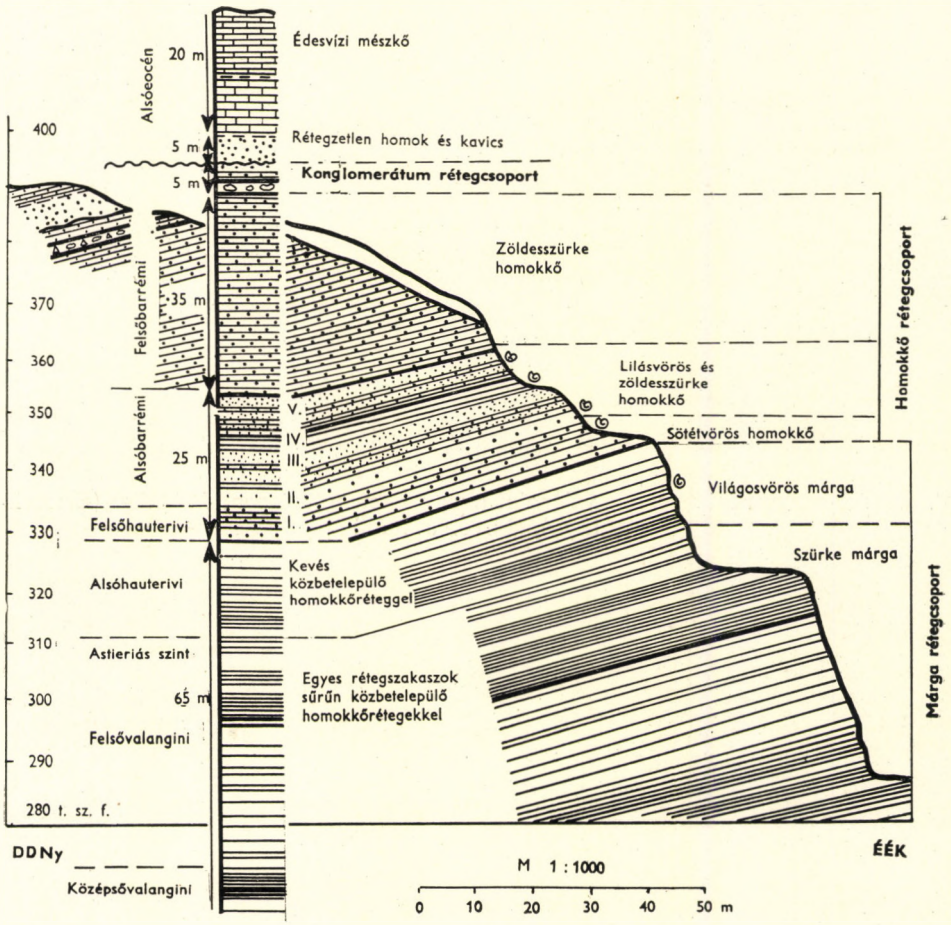
74. ábra. Féregmászási nyomok valangini agyagmárga réteglapon, Lábatlan (Berzsek-hegy), (Fülöp J. felv.)



75. ábra. Valangini márga, Lábatlan (Nagyberzsek), (Fülöp J. felv.)

lékkel. Ebben a tagozatban a *Radiolaria* nyomokon kívül, gyéren mutatkozó faunaelemek az *Aptychus*-félék *(Lamellaptychus didayi, Lamellaptychus seranonis)* és néhány *Ammonites (Ptychophylloceras semisulcatum, Kilianella, Acanthodiscus)*, amelyek középső-valangini emeletre vallanak.

A legjobban feltárt berzsekhegyi rétegösszletben 40—50 m vastag, az alsó tagozatbelivel egyező kifejlődésű felső márgatagozat következik, vékonyabb homokkőközbetelepülésekkel és eltérő faunaelemekkel, túlnyomólag *Ammonites*-félék díszített kőbelé-



76. ábra. A Berzsekhegy nagy márgafejtőjének földtani szelvénye (Fülöp J. szerint)

vel. Növényi nyomokon kívül *(Chondrites, Fucoidea)*, páfrányfamaradvány *(Alsophylina)*, hieroglifák, *Palaeodictyum* és csigamászási nyomok voltak fölismerhetők. Fülöp a fauna eloszlása alapján a felsővalangini és az alsóhauterivi emelet jelenlétét igazolja, az idevonatkozó régebbi megállapításokkal egybehangzóan.

Hauterivi—barrémi emelet

A márgarétegek közé települt vékony homokkőrétegek fölfelé sűrűbbé válnak, végül a márga kiszorításával túlsúlyra jutnak, és a rétegösszlet felső tagozatát adó homokkőösszletté alakulnak. Ez a régebbi irodalomban „lábat-

lani homokkő" néven szereplő összlet alsó padjaiban még kissé agyagos, fölfelé keményebb, tiszta, szürke vagy kissé zöldes árnyalatú kvarc-, jura tűzkő- és glaukonitszemcsékből áll. Ez a gerecsei kréta sorozat legnagyobb vastagságú tagja, felső részében vékonyabb-vastagabb, gyakran kiékelődő, álrétegzettségű rétegekben durva, kevéssé koptatott szemcséjű konglomerátum- vagy breccsiabetelepüléseket tartalmaz. Ennek anyagában kisebb mennyiségben kvarckavics, valószínűleg permi kvarcit, túlnyomó részben jura tűzkőtörmelék ismer-



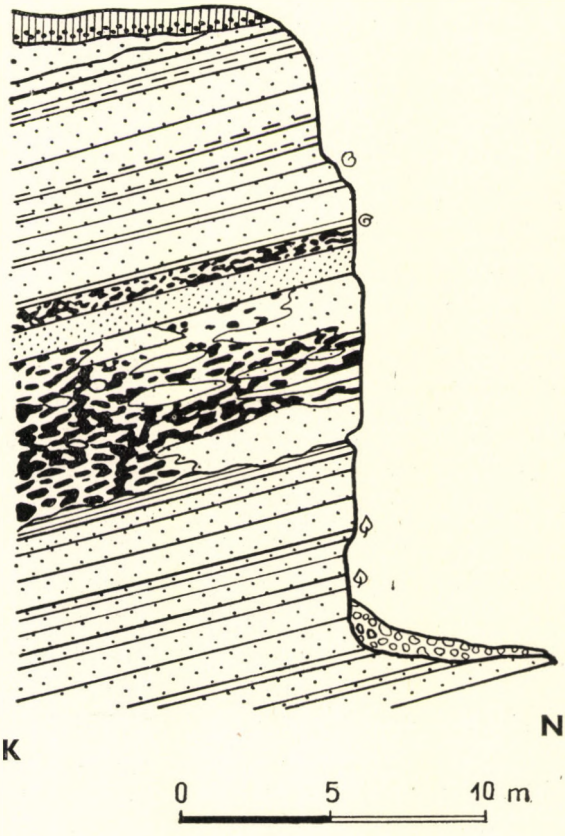
77. ábra. Barrémi durva homokkő- és konglomerátumösszlet, Lábatlan (Köszörűkő-bánya), (Fülöp J. felv.)

hető föl mogyoró-, dió- és tyúktojásnagyságig. Föltűnő a gerecsei triász és jura mészkőkavics teljes hiánya. Ezeken kívül kisebb-nagyobb korallos, rudistás, alsókréta mészkőgörgetegek is vannak. Ennek a „lábatlani összletnek" egyik régi, Hantkennál ismertetett nagy föltárása a Lábatlan községben levő „Köszörűkőbánya" (77., 78. ábra).

Hantken a márga- és homokkőösszletet az északalpi hauterivi emeletbe sorolt „rossfeldi" rétegekkel azonosította.

A magasabb tagozatú homokkőösszlet vagy glaukonitos homokkő Somogyi gazdag, 77 fajt kitevő faunafölsorolása szerint a valangini emelet felső részét és az egész hauterivi emeletet képviseli. A fauna összetételében a kevésbé jellemző *Cidaris* tüskéken, Brachiopodákon, kagylókon kívül, szintén *Ammonites*-félék és *Belemnites*-félék vannak túlsúlyban. *Phylloceras-*, *Lytoceras-*, *Astieria-*, *Holcodiscus-*, *Neocomites-*, *Duvalia-* (*Duvalia bipartitus*,

Duvalia dilatata), *Crioceras*-félék és *Aptychus*ok találhatók benne. Ezeken kívül KOLOSVÁRY GÁBOR feldolgozása alapján gazdag korall fauna (egyes és telepes korallok), szenesedett növényi részek, GREGUSS PÁL leírása szerint *Dadoxylon pannonicum* és *Podocarpoxylon*- vagy *Araucarioxylon*-féle kovásodott fatörzsdarabok is kikerültek belőle. Ritkán *Orbitolina conoidea* és *Orbitolina lenticularis* is mutatkozik. Kétségtelen, hogy az Ammonitesek zöme az hauterivi emeletet jelzi, az Orbitolinák azonban magasabb, barrémi, apti emeletbeliek, úgyhogy a homokkő- és konglomerátumösszletben ezek jelenlétét is képviselve látjuk.



78. ábra. A lábatlani (Köszörűkőbánya) barrémi konglomerátumrétegösszlete (FÜLÖP J. nyomán)

FÜLÖP újravizsgálata szerint az alsóhauterivi emeletet is képviselő márgacsoportra üledékátmenettel és folytonossággal következő „homokkőrétegcsoport" a Gerecsehegység északi és déli részén, különösen vastagságban, különbségeket mutat. Északon 150—180 m vastag zöldesszürke homokkő az hauterivi és barrémi emeletet képviseli. Délen mindössze 50—60 m vastag összlet alsó vöröses és szürkészöld márgás homokkőrétegei felsőhauterivi—alsóbarrémi faunát tartalmaznak, a felső része azonban az északi résszel egyezik. A régebbi szerzők szerinti glaukonittartalmat FÜLÖP részletes üledékásványtani vizsgálatai nem igazolták. Az északi területrész homokkőrétegeinek szemcsenagysága északkeletről déli és délnyugati irányban csökken. A déli területrész márgás homokkőösszlete változatosabb kőzetkifejlődésű, és a faunaelemeken kívül szenesedett növényi törmeléket is tartalmaz.

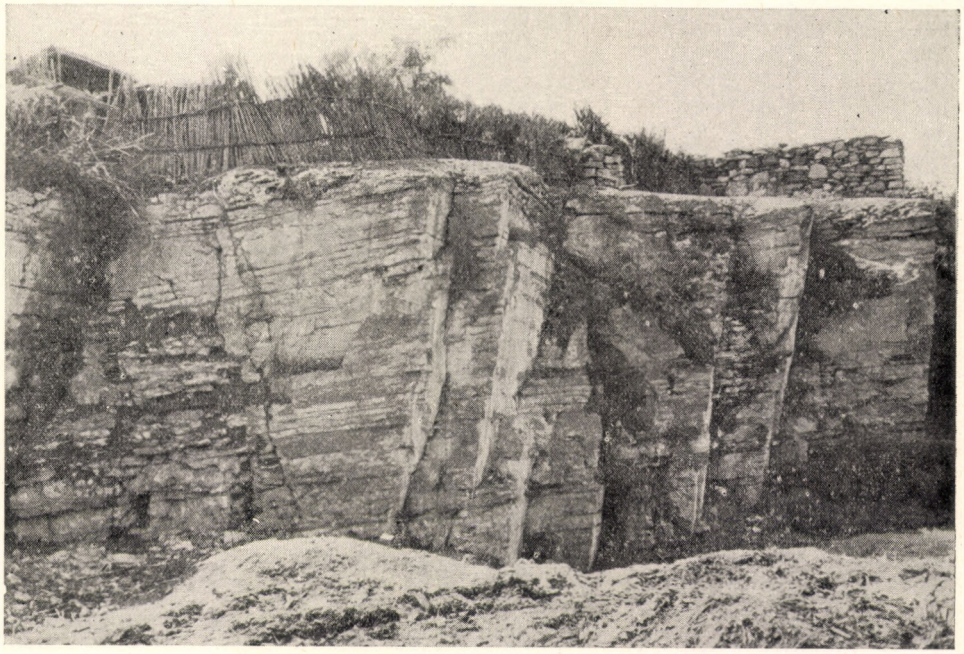
A homokkőösszlet legjobb föltárása a Nyagda árok és a berzsekhegyi nagy kőfejtő.

FÜLÖP kikülöníti a felsőbarrémi emelet felső részébe sorolt, a homokkőrétegsor legfelső részében tűzkőkavicsos konglomerátum, tűzkőkavicsos mészkőbreccsia és telepes szervezetek vázgörgetegeiből és váztörmelékéből álló közbetelepülésként észlelhető „konglomerátumrétegcsoportot". Ennek egyik HANTKENNÁL ismertetett klasszikus föltárása a lábatlani „Köszörűkőbánya" (77., 78. ábra). A konglomerátum tűzkőanyaga a gerecsei jura szintek megfelelő radioláriás tűzkövéből származik, kevéssé koptatott alakban. Ezenkívül nagy mennyiségben vesznek részt benne zoogén mészkőzárványok kisebb-nagyobb görgetegei *Orbitolina- (Orbitolina lenticularis, Orbitolina conoidea)*, korall-, *Hydrozoa-, Bryozoa-, Rudista-* és *Ostrea*-félék maradványaival, urgoni kifejlődésű jelleggel. Ezek is kétségtelen helyi, partszegélyi származásúak. Végül alárendeltebb mértékben találunk távolabbról, valószínűleg az északi előtér kisalföldi, elsüllyedt kristályos alaphegységéből származó kvarc, kvarcit és permi homokkőkavicsokat. A konglomerátumból kikerült kovásodott famaradványt GREGUSS évszakváltozásra utaló évgyűrűs *Dadoxylon pannonicum* néven írta le.

A déli területrészen a konglomerátum hasonló kifejlődésű, csak jóval vékonyabb, apróbbszemű, több mészkőanyaggal. Gyéren apró diabázkavicsok is találhatók.

Mindezek ősföldrajzi összegezésével Fülöp a gerecsehegységi kréta időszaki képződményeknek, a berriázi alemelettől az apti emeletig bezárólag terjedő folytonos üledékképződéssel keletkezett rétegösszletét, mediterrán jellegű faunaelemeivel, az északalpi—kárpáti alsókréta tenger déli kiágazásának tekinti, s egyben elkülöníti a lényegesen eltérő kifejlődésű bakonyi alsókréta tengertől.

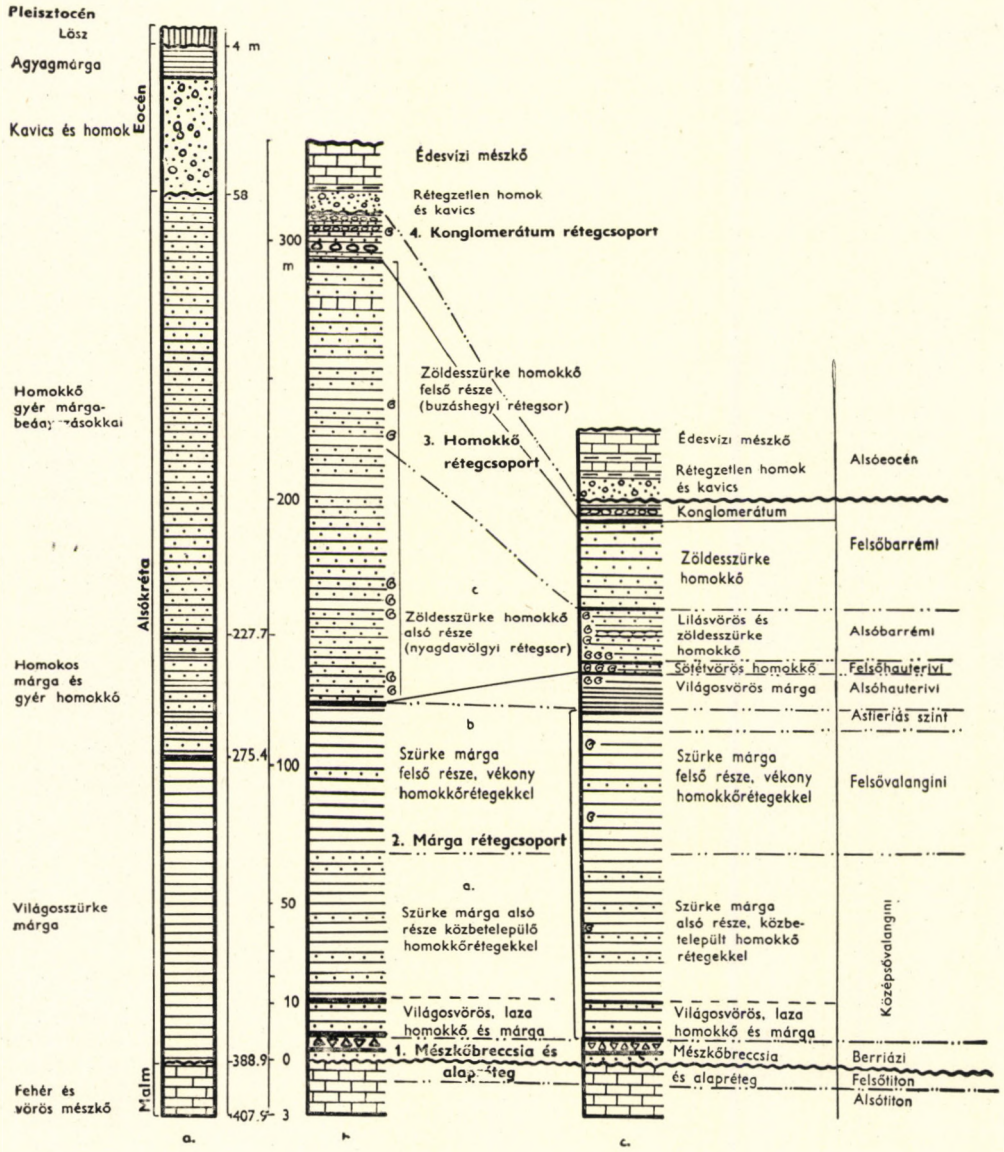
A Gerecsehegység kréta képződményeit a hegységen kívül, a tatai Kálváriadomb elszigetelten álló rögében is megtaláljuk glaukonitos,



79. ábra. Alsókréta krinoideás mészkő, Tata

homokos, szürke, zöldesszürke, helyenként lilásvöröses mészkőrétegek alakjában. Faunájában Koch Nándor és Somogyi Kálmán földolgozása szerint Brachiopodák (*Terebratula-*, *Waldheimia*-félék) nagyobb számban szerepelnek, ezenkívül *Alectryonia rectangularis*, *Phylloceras calypso*, *Phylloceras semisulcatum*, *Tetragonites duvalianum*, *Thurmannia austrosilesiacus*, *Kilianella roubaudianus*, *Neocomites neocomiensis*, *Leopoldia kiliani*, *Parahoplites angulicostatus*, *Duvalia bipartitus*. Somogyi megállapítása szerint a tatai kréta összlet faunájában a titon—kréta átmenetet jelző berriázi alemelet *Pygope diphyoides* és a jellemző valangini, hauterivi és barrémi alakokon kívül, az apti emeletre jellemző *Tetragonites duvalianum* jelenléte arra utal, hogy ebben a Koch szerint 40—50 m vastag összletben az egész alsókréta képviselve van.

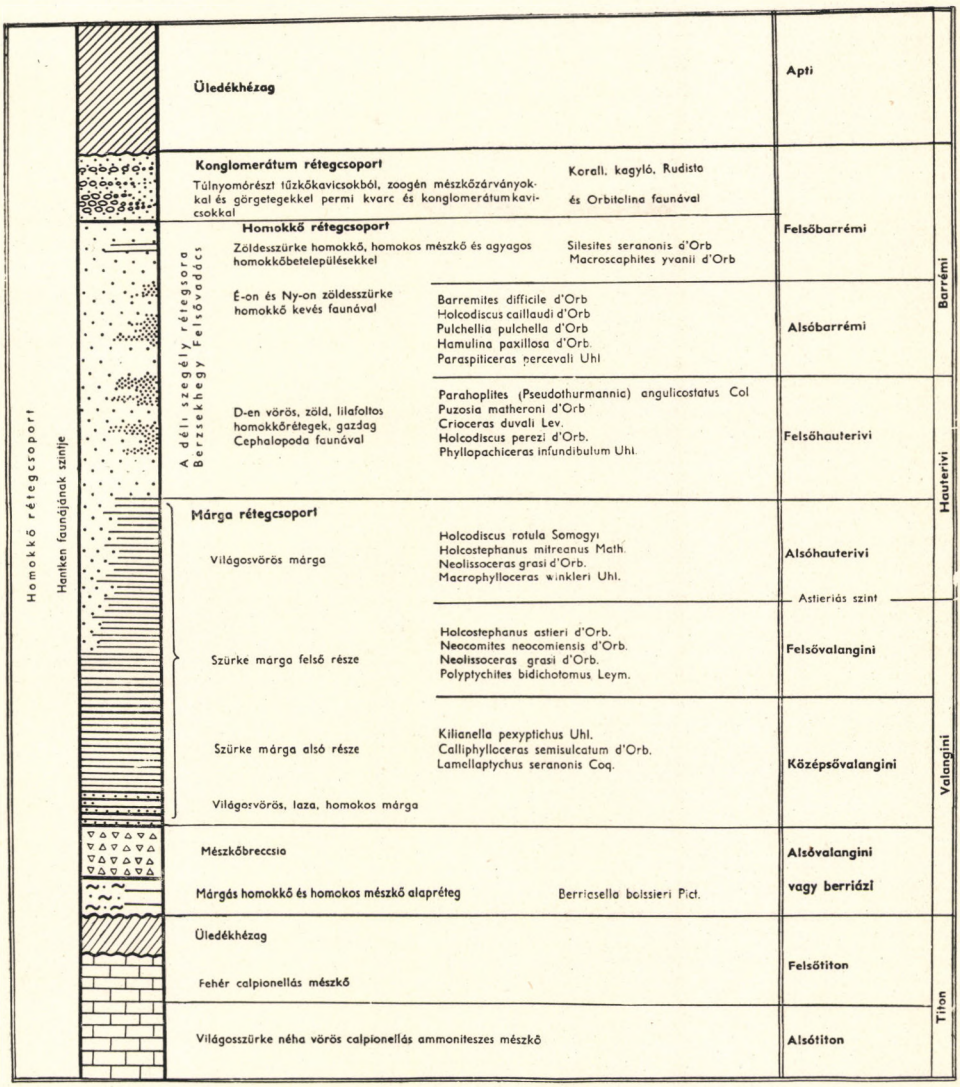
Fülöp József újravizsgálata szerint azonban a Kálváriadomb kréta rétegei jellegzetes eróziós diszkordanciával, alapbreccsiával települnek a gazdag faunájú alsótitonra. A mélyebb kréta tagok hiányoznak. A fauna egészben véve csak az apti emeletet képviseli.



80. ábra. Gerecsehegységi rétegsorok (FÜLÖP J. szerint): *a)* lábatlani MÁK II. sz. fúrás (ROZLOZSNIK P. szerint), *b)* az északi rész összesített szelvénye, *c)* a déli rész összesített szelvénye

A kréta képződmények folytatását mélyfúrások alapján ismerjük a tatabányai medence nyugati részén, Bánhida és Síkvölgy között nagy területen, az eocén és oligocén összlet alatt. Itt a tataival azonosítható homokos mészkőrétegeken kívül világosszürke, palás agyagmárgával váltakozó, szürke szaruköves mészkő is mutatkozott, ami leginkább a bakonyi Lókút környéki alsókréta kifejlődésre emlékeztet. Több helyen finom-

szemű, szürke meszes homokkő a Vértes hegység nyugati előterében megállapított apti—albai rétegekkel azonos lehet. Mindez arra mutat, hogy a Gerecsehegységtől nyugatra eső medencealakulat alján a mezozóos alaphegység kréta összlete Tata—Környe vonaláig terjedő szakaszon hasonló módon várható, mint a Vértes hegység előterében.



81. ábra. A Gerecsehegység kréta időszaki rétegsora (FÜLÖP J. szerint)

Ezek szerint, a Gerecsehegység kréta összletében a titon emeletből folytatólagosan induló, a barrémi—apti emeletig terjedő üledékképződést lehet megállapítani. Ez az üledékképződés a jurabeli, uralkodóan mészkőképződéssel szemben, csaknem kizárólag finomabb-durvábbszemű törmelékes jellegű. A hegységen belül mindvégig határozottan sekélytengeri—partközeli képződ-

mény, a finomabb anyagból fokozatosan durvább törmelékessé válással. A kréta tenger déli partvonala a Gerecsehegységben a kiemelkedett triász és jura rétegek területére esik, de a hegység északi szegélyén legföljebb csak a hegységnek nem egészen a közepéig terjedhetett. A triász összletek, főként azonban a jura rétegek kiemelkedett részének nagymértékű lepusztítását mutatja a kréta homokkőösszlet regressziós, abráziós durva törmelékanyaga.

Az üledékképződés menete fokozatosan kiemelkedő tengerfenékre utal, a homokkőösszlettel kapcsolatos abráziós durva törmelékkel. A terület teljes kiemelkedése az apti emeletre esik. A bakonyi barrémi emeletre rögzített bauxitképződés maradványait a Tarján határában mutatkozó oligocénban földolgozott bauxitnyomok jelezhetik.

A Mecsekhegység

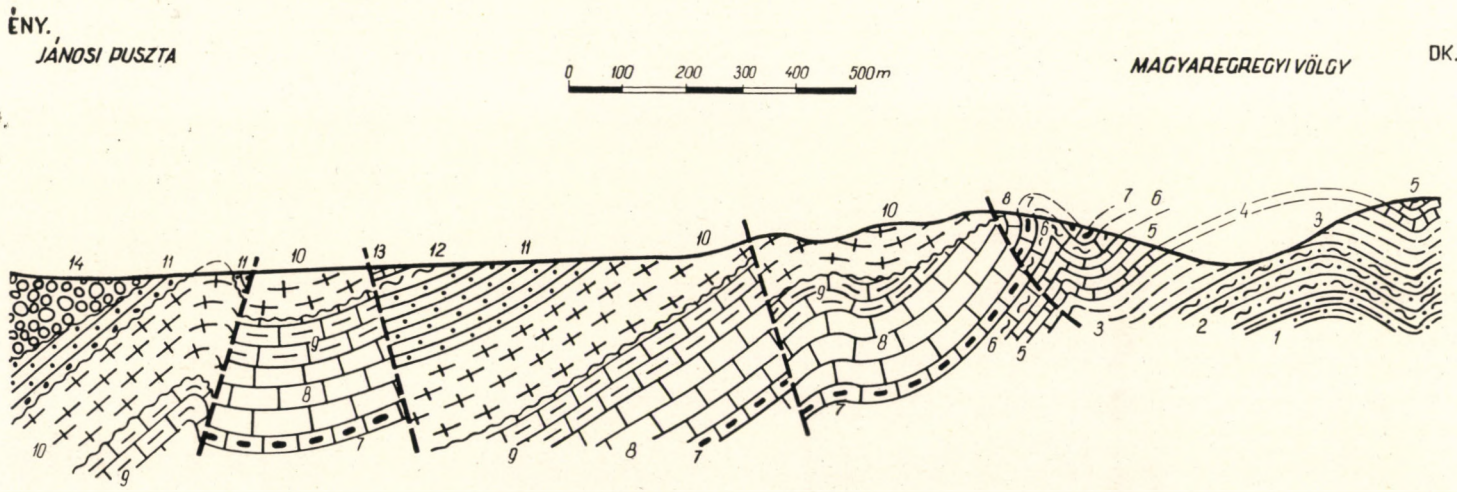
A Magyar Középhegység és a Mecsekhegység kréta képződményeinek eltérő kifejlődése még szembeötlőbb különbséggel mutatkozik, mint a triász és jura kifejlődésbeli eltérés. A Mecsekhegység kréta képződményeit Hofmann mutatta ki először, s különleges faunájából a kagylóknak egy részét kéziratban maradt tanulmányában leírta. A Mecsekhegység mezozóos alaphegységének ez a zárótagja, hamuszürke és barnásszürke, finomszemű vagy durvább anyagú, gyakran breccsiás trachidolerittufa, homokos krinoideás mészkő- és tufás márgarétegek váltakozó összletéből áll. A Jánosi puszta melletti völgyben a trachidoleritre durva partszegélyi, koptatott—görgetett trachidoleritkavicsos konglomerátum, majd durva tufa és homokos mészkő váltakozó rétegei települnek. Vastagsága, régebbi becsléssel szemben, 50—70 m lehet.

A tufából és különösen a márgás—homokos mészkőből Hofmann a kisújbányai tetőn, az egregyi völgyben és Jánosi puszta mellett gazdag faunát gyűjtött, amit újabb alakokkal kiegészíteni is sikerült. Ez a fauna néhány Foraminiferán, korallon, Krinoideán, Brachiopodán kívül, uralkodóan jellegzetes kagylókból, csigákból, kisebb mértékben Ammonitesekből áll. Jellemző alakjai: *Eugeniacrinus bernensis, Crania irregularis, Thecidea tetragona, Rhynchonella multiformis, Megathyris megatrema, Waldheimia tamarindus, Terebratulina striatula, Perna ricordiana, Ctenostreon pseudoproboscidea, Neithea aequicostata, Spondylus striatus, Alectryonia macroptera, Alectryonia mecsekensis, Exogyra couloni, Mytilus couloni, Trigonia mattyasovszkyi, Praeconia ventricosa, Diceras semistriatum, Bicornucopina petersi, Mutiella riegeli, Cardium cymotomon, Terebella hofmanni, Nerinea valdensis, Nerinella hungarica, Lytoceras subfimbriatum, Neocomites neocomiensis, Kilianella roubaudiana, Duvalia conica.*

A vastaghéjú kagylók jelzik ezeknek a rétegeknek partközeli jellegét, a különleges *Rudista*-félék és *Ammonites*-félék pedig az alsókréta hauterivi emeletét. Ifj. Noszky újabban Orbitolinákat és egy nagyobb, barrémi emelet jelenlétére utaló *Requienia lonsdalei* példányt is gyűjtött.

Ezt a rétegtani tagolódást az újabb vizsgálatok, különösen Fülöp József és K. Sidó Mária megfigyelései megerősítették, részben kiegészítették. K. Sidó *Tintinnopsida*-tanulmányában a zengővárkonyi rétegsorban *Tintinnopsella carpathica* Cad. berriázi emeleti alakot, a kisújbányai rétegsorban *Calpionellopsis simplex, Calpionellopsis thalmanni, Tintinnopsella carpathica, Tintinnopsella cadischiana, Tintinnopsella longa, Stenosemellopsis hispanica, Salpingellina levantina* valangini emeletbeli alakokat határozott meg. Ezek szerint a mecseki alsókréta a trachidolerittal kezdődik, trachidolerittufa, tufit, titon mészkőzárványos breccsiás mészkő- és márgarétegekkel (valangini emelet), limonitos részekkel (Zengővárkony). Erre következik az hauterivi emeletbe sorolt trachidolerit anyagú homokkő és konglomerátum, majd barrémi—apti emeletig terjedő szürke, krinoideás mészkő, homokos orbitolinás mészkőlencsékkel.

Faunisztikai különlegességén kívül a rétegösszlet anyaga a trachidolerit kitörési idejét is pontosan rögzíti. A piroklasztikus anyagnak *Krinoidea-, Chama-, Ostrea-* és



82. ábra. A mecseki Jánosi puszta kréta szelvénye (Wein Gy. nyomán): 1. toarci palás márga, homokkő, 2. aaléni homokos agyagmárga, 3. bajóci mészmárga, 4. bath gumós, ammoniteszes, márgás mészkő, 5. kallóvi kovás mészkő, 6. oxfordi mészkő, mészmárga, 7. kimeridgei gumós, ammoniteszes, márgás mészkő, 8. titon tömött, táblás mészkő, 9. alsóvalangini márgás mészkő, 10. valangini trachidoleritösszlet, 11. hauterivi homokkőcsoport, 12. hauterivi márgaösszlet, 13. hauterivi krinoideás mészkő, 14. helvéti édesvízi konglomerátumösszlet

Rudista-féléket tartalmazó homokos mészkővel való váltakozása a vulkáni tevékenység megismétlődését is jelzi. Trachidolerit mutatkozik a kréta üledékek között is. Eddigi megfigyeléseink szerint ezek a kréta képződmények a titon mészkőössze tre látszólagos konkordanciával települnek, a közbeeső trachidoleritláva és tufa fölött. A kréta legalsó, valangini emelete nincs az üledéksszlet minden föltárásában faunával képviselve. Viszont a felsőtiton sem mutatható ki faunaelemekkel. Ebből juravégi medenceföltöltődésre vagy kiemelkedésre lehet következtetnünk, a trachidoleritlávaömlés megindulásával. Az hauterivi emelet törmeléküledékében trachidoleritkavicsok is bizonyítják a megelőző lávafolyás, majd a tufarétegek, megismétlődött kitörésből származó, tengerbe



83. ábra. Toucasia carinata, alsókréta (Mecsekjánosi), (KLINDA L. felv.)

hullott piroklasztikus anyagát. A lávafolyás egy része szintén tengeralatti kitörésre mutat, ami az újabb kőzettani vizsgálatok szerint a trachidolerit anyagában is fölismerhető, tengeralatti bomlás elváltozásos jelenségeivel (Zengővárkony). A vulkáni működés tehát a jura végén megszakadt tengeri üledékképződést követőleg, a kréta alján a valangini emeletbeli esetleges üledékhézagot kitölti. A Mecsekhegység triász és jura üledékképződményeiből is megállapított mélységi kéregszerkezeti különbözőségnek erős bizonyítéka, hogy a juravégi—krétaeleji vulkánosságnak a magyarországi többi hegységben, ilyen biztos jelenléte nincs. A Mecsekhegység bázisos vulkánossága délalpi illetve dinarid mezozóos vulkánossággal mutat rokonságot, ami már a jura felső tagozatainak kifejlődésében is megmutatkozott.

Újabb vizsgálatok és bányászati kutatások a mecseki kréta kifejlődésben üledékes vashidroxidkiválást ismertek föl. Ezt az üledékjelleget, a zengővárkonyi vasérckutatás alapján, genetikailag SZTRÓKAY KÁLMÁN, majd PANTÓ GÁBOR részletesen ismertette. Előbbi szerint, a vasérc „organikus maradvá-

nyok halmaza, tehát biogén eredetű". A vasérc a zengővárkonyi Mészkemencék völgyének már Böckh János leírásából ismert, egymásra pikkelyeződött diszlokációs övében, a dogger—malm—trachidolerit együttesben mutatkozik, az alsókréta trachidoleritos rétegösszlet és a reátolódott középsődogger mészmárgarétegek között, látszólag konkordáns településsel, 0,6—1,8 m vastagsággal, a fekü—fedő felé egyformán egyenlőtlen, hullámos felülettel, vastagodva vagy elvékonyodva. Sztrókay szerint „az ércanyag egyes helyeken szilárd, tömött, másutt földes, homokos, okkerszerű". Az ércanyagban,

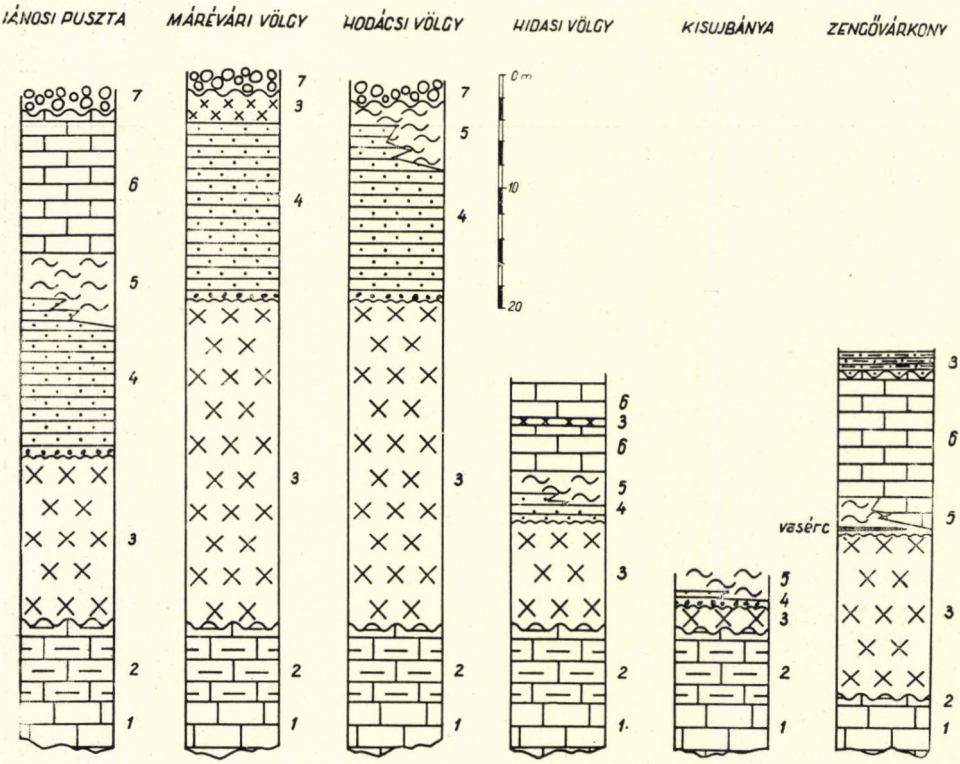


84. ábra. Trachidolerittelér kallóvi mészkőben (Márévári völgy), (Fülöp J. felv.)

különösen a trachidolerit felé, „főként klorit-félékből álló zöldesszürke zárványhalmazok vannak", amelyek „csakis a trachidolerit származékai lehetnek". „A kőzetanyagban több ép körvonalú, de elbontott augitkristály is látható, a trachidolerit kitöréséből". Érintkezéses hatás nincs, ellenkezőleg a trachidolerit tengeralatti, halmirolízis bomlási jelenségeit mutatja.

Az ércanyag mészkarbonátot, foszfort, kevés kovasavat és alumíniumot tartalmaz, a magnézium teljes hiányával. Szervesmaradványai közül *Coccolithophora (Discolithus cancer* Defl.) és alganyomok ismerhetők föl. Ezek a különleges alsórendű szervesmaradványok kétségtelenné teszik, hogy ez az érces réteg a kréta trachidoleritösszlethez tartozik, a fedőjében levő tufás partszegélyi növényi törmelékes, zöldesszürke mészkővel és mészmárgával együtt. Az utóbbiból Szörényi Erzsébet meghatározása szerint *Eugeniacrinus ?* nyéltagok, *Torynocrinus granulatus, Pseudocidaris clunifera, Bala-*

nocidaris rhyzacantha, Cidaris cherenensis tüskék és bunkók, továbbá *Terebratula aubersonensis, Terebratula salevensis, Rhynchonella malbosi* változatok, *Megerlea* sp., *Ammonites* töredékek (*Phylloceras* cf. *thetys, Lytoceras* sp. gyakori, *Neolissoceras grasianum, Olcostephanus* sp.), *Belemnites* sp., FÜLÖP szerint felsővalangini jellegű faunaelemek kerültek ki.



85. ábra. A mecsekhegységi kréta összlet kifejlődési rétegsorrendje (WEIN GY. szerint): 1. titon tömött, táblás mészkő, 2. alsóvalangini márgás mészkő, 3. valangini trachidoleritösszlet, 4. hauterivi homokkőcsoport, 5. hauterivi márgaösszlet, 6. hauterivi krinoideás mészkő, 7. helvéti édesvízi kavics- és konglomerátumösszlet, 8. helvéti tengeri, agyagos homokkő (slir)

MAJZON valószínűleg ebből a rétegösszletből származó anyag iszapolási maradékában, a vékényi völgyben levő globotruncanás rétegek albai—cenomán határára utaló gyér faunaelemeit is észlelte.

Az újabb kutató bányaföltárások nyomán végzett részleges kőzettani és földtani vizsgálatok összegezésével PANTÓ a vasérc anyagát 40 százalékot meghaladó mészkő-, márga- és tufaanyagú törmelékes, uralkodóan göthitből és 20% lepidokrokitból álló barnavasércnek minősítette. A limonitos részek közvetlenül a trachidolerittufára települő homokos, kemény és földes érc alakban mutatkoznak. Helyenként laza összeállású, tufitanyagban levő vasérctörmelék, „homokos érc" is van. Az érces részek változó vastagságú, kiékelődő lencsék, finom homokos, törmelékes, sárgásbarna, tömött mészkő anyagban, melyben az újabb vizsgálatok szerint *Calpionella elliptica* és *Tintinnopsella carpathica* a krétaeleji, valangini emeletet jelzik. Az ércanyag nem kristályos szövetű, ooidokat sem mutat. Tömött kéreg, dendrites, gömbös—fürtös alakulatai kolloidos kiválásra utalnak. Szervezetekre utaló maradványok közül DEFLANDRE a Coccolitho-

phoridák közé tartozó, említett *Discolithus cancer* alakot írta le. Ezek a biogén elemek azonban nem irányítói vagy okozói a vaskiválásnak, hanem az itteni, krétaeleji, sekélyvízi lagunás közegben történt vulkáni törmelékszórást követő, törmelékes üledékképződés tartozékai. A juravégi—krétaeleji vulkanizmus jellemzésére még visszatérünk.

A Mecsekhegység északi, összetorlódott, pikkelyes felépítésű vonulatában, a vékényi völgyfőben, a helvéti összletre történt reátolódás vonalának közelében eddig egyedülálló, elszigetelt módon a trachidolerittufa és tufit törmelékes rétegeire liász kőszéntörmelékes rétegek, majd vöröses és zöldesszürke tufás—palás mészmárga következik, amit régebbi (1911) térképezés során a diszlokációs övben kőzethasonlóság alapján felsődoggerként jelöltünk. A mindössze 3—5 m vastagságú agyagmárga dél felé csakhamar tektonikusan határolódik a helvéti szárazföldi kavicskonglomerátum és riolittufa felé. A pelites, finomszemcséjű márga nagyon kevés kvarc-, biotit- és muszkovitszemcsén kívül, finom glaukonitszemcsét, limonitot és piritet tartalmaz. A Foraminifera vázakat is gyakran ez utóbbi ásványok töltik ki. Szervesmaradványok között gyér tüskésbőrű váztöredék, *Ostracoda*, halfog és bizonytalan *Inoceramus* héjtöredéken kívül, gazdag *Foraminifera* fauna (24 nemzetség, 41 faj) ismeretes. A *Foraminifera* fauna K. Sidó Mária részletes tanulmánya szerint, a *Globotruncana*-félék túlsúlyával, jellegzetes cenomán emeletet igazoló fajokat *(Globotruncana (Rotalipora) appeninica, Globotruncana stephani, Gl. (Rotalipora) cushmani, Gl. (Rotalipora) montsalvensis)* tartalmaz. Vannak mélyebb szintben is mutatkozó alakok, s a turoni emeletben is élő fajok. Majzon szerint a *Ticinella roberti* az apti emeletben jelentkező alak. Ilyen módon ez az egyelőre elszigetelten levő globotruncanás rétegösszlet albai—cenomán emelet határára tehető, s további vizsgálatokig a cenomán transzgresszió partközeli üledékének utólagos lepusztításából visszamaradt, tektonikai helyzetű foszlányként tekinthető. Kőzetanyaga az említett liász kőszén és a trachidolerit földolgozásából származó törmelékes jellegű. Ettől eltekintve, a mecseki kréta üledékek sora a barrémi—apti emeletben végleges kiemelkedéssel lezárult, s a hegység legnagyobb részében a miocénig tartó szárazföldi időszak következett, hatalmas lepusztulási folyamatokkal. A vékényi globotruncanás rétegek tehát mindenképpen új, cenomán emeletig terjedő tengeri előretörést jelentenek, esetleg az alföldi cenomán (Óbecse)—szenon medencealjzati kréta területtel való egykori összefüggéssel.

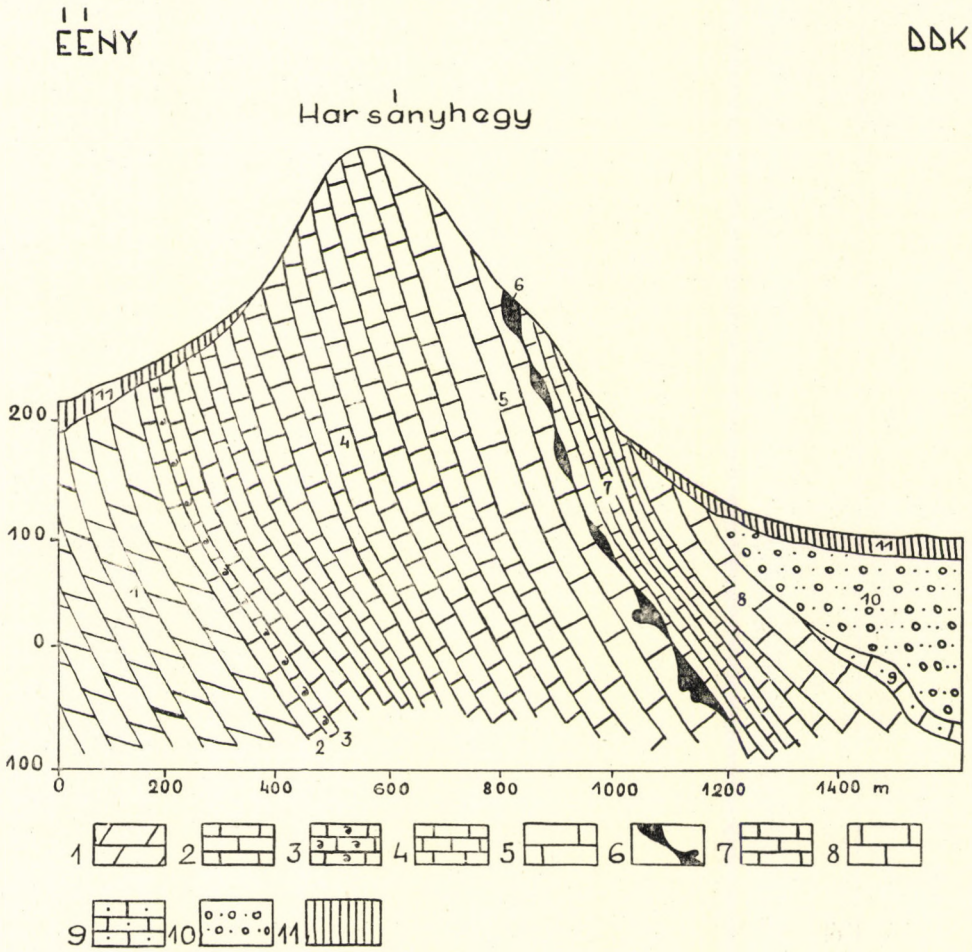
A Délbaranyai szigethegység

A Délbaranyai szigethegységben, a Villányi pikkelyvonulat nyugati részén és a Harsányhegyen vannak kréta rétegösszletek, továbbá a délbaranyai síkságon néhány kisebb szigetrögben találunk alsókréta képződményeket. Az itteni mészkő- és bauxitösszlet a bakonyi és a mecseki kifejlődéstől lényegesen különbözik.

A Villányi vonulat nyugati pikkelyeiben, a Tenkeshegyen, fehér rekvieniás mészkő mutatkozik, amiből ifj. Lóczy Lajos *Requienia ammonea* és *Agria blumenbachi* jellemző barrémi alakokat említ. Ennek valószínű fekvőjében Strausz László foraminiferás agyagot tárt föl *Aptychus* és *Rhyncholites* maradványokkal, közelebbi szintmeghatározás nélkül.

A Harsányhegyen, a *Diceras*-tartalmú korallos mészkő meredeken dél felé hajló rétegeinek egyenetlen, karsztos felületére bauxit települ, felszíni nyomokban mintegy két kilométeres csapáshosszban, az egykori föltárás sze-

rint különböző vastagságú, kiékelődő telepfészkekben. Ennek fedőjében a malm mészkőhöz viszonyítva némi szögdiszkordanciával, 60—70 fokos déli dűléssel sötétszürke, bitumenes, miliolinás, *Valletia*-tartalmú tömött mészkőrétegek vannak. Ezeket a barrémi—apti emeletbe sorolva, a bauxit, bakonyi analógia



86. ábra. A Harsányhegy földtani szelvénye (IFJ. NOSZKY J. nyomán): 1. felsőanizusi dolomit, 2. bath krinoideás mészkő, 3. kallóvi ammoniteszes mészkő, 4. oxford—kimeridgei mészkő, 5. kimeridgei—titon mészkő, 6. alsókréta bauxit, 7. valangini—hauterivi mészkő, 8. apti rekvieniás mészkő, 9. albai orbitolinás mészkő, 10. felsőpannóniai kavics, homok, 11. pleisztocén lösz

szerint, a barrémi emeletbe tartozhatik. A malm végén, illetve kréta elején így üledékhézag adódik, ami ebben a pikkelyben részleges kiemelkedést jelent.

IFJ. NOSZKY JENŐ kéziratos jelentésében foglalt rétegtani megfigyelései szerint a harsányhegyi bauxit a valangini emeletbe tartozik. Fölötte hauterivi koralligén mészkő, barrémi agyagos—meszes márga (valószínűleg az említett *Rhyncholites* és *Aptychus* maradványokkal), majd apti emeletbe tartozó rek-

vieniás—orbitolinás mészkő és mészmárga *(Orbitolina lenticularis, Orbitolina bulgarica, Agria blumenbachi)* vesz részt az alsókréta rétegösszletben. Ezek szerint a bauxit a bakonyinál mélyebb szintet képvisel, rövid juravégi hézaggal.

A délbaranyai síkságon Tapolcán és Beremenden a harsányhegyivel egyező szürke, bitumenes miliolinás mészkő kisebb szigetrögként emelkedik ki a pannóniai rétegekkel föltöltött medencetérszínből.

Ennek a délbaranyai hézagos alsókréta kifejlődésnek rétegtani hasonlóságát Délfranciaország, még inkább azonban Görögország és a romániai Biharhegység bauxitterületeiben kereshetjük.

Az Upponyi hegység

A borsodi Bükkhegységhez csatlakozó ÉK—DNy irányú különálló Upponyi hegységtagozatban Böckh János ismerte föl 1867-ben a felsőkréta jelenlétét. Ez a rétegösszlet Schréter Zoltán részletes vizsgálatai szerint a karbon agyagpala- és homokkőösszletre transzgressziós alapkonglomerátummal diszkordánsan települ. Összetételében túlnyomólag konglomerátum, közbetelepült durvaszemű homokkő és barna homokos agyagmárga, helyenként szürkésfehér mészkőlencsék vesznek részt. A konglomerátumban kristályos átalakult kőzetkavicsokon, görgetegeken (főleg kvarcit) és kevés karbon kavicson kívül túlnyomólag a Rudabányai vonulat és a gömöri, határmenti mészkőfennsík középső- és felsőtriász mészkő- és dolomitkavicsai, ritkábban alsótriász vörös homokkő- és agyagpaladarabok, valamint lapos karbon agyagpaladarabkák vesznek részt. Schréter a települési helyzet alapján, egy mélyebb és egy magasabb szintájú konglomerátum—homokkőösszletet különböztet meg, mindkettőben azonos faunaelemekkel. Jellemző faunájában *Cyclolites* és telepes korallok, *Cardium, Pecten, Plagioptychus aiguilloni, Hippurites cornuvaccinum, Hippurites sulcatus, Sphaerulites* cf. *angeoides, Glauconia obvoluta, Glauconia kefersteini, Actaeonella gigantea, Actaeonella renauxiana* és Nerineák vannak.

Ezek a faunaelemek, valamint az üledékösszlet kifejlődése is megfelelnek a keletalpi gozaui kifejlődésnek és egészében a szenon emeletbe tartoznak, de nem képviselik a keletalpi gozaui sorozatban megkülönböztetett négy tagozatot. Az upponyi sorozatban a Schréter szerinti alsókonglomerátum—homokkőösszlet, az alsógozaui tagozat koniaci szintjének felelhet meg. A középsőgozaui márgás hippuriteszes, korallos kőszéntartalmú összlet itt hiányzik, tehát Schréter felsőkonglomerátum—homokkőösszlete a felső gozaui, gyér hippuriteszes kampáni alemeletet képviselheti. A keletalpi gozaui összlet diszkordanciákkal, kőzetkifejlődéssel és faunával jól elkülöníthető négy szintjéből (Kühn, 1929) ilyen módon az Upponyi vonulatban csak két üledékszakasz különböztethető meg, folytatólagos transzgressziót jelző konglomerátummal, közbeeső regressziót jelző édesvízi kőszenes és maesztrichti orbitoideás, inoceramuszos, ammoniteszes tengeri zárótagozat nélkül.

Ez a szenon emeleti felsőkréta üledékkifejlődés Schréter szerint Uppony—Nekézseny között összefüggően, majd kis megszakítás után Bántapolcsányon át a Bánvölgyig s a Sajóvölgyig nyomozható a Rudabányai vonulat csapásában. Az utóbbiban, a Bábadomb—alsótelekesi részen mutatkozó, hasonló kavicskonglomerátum miocénbelinek minősíthető. Szerkezeti helyzete, a triász vonulat északnyugati oldalán, eltér az upponyi délkeleti oldalon transzgredáló kréta konglomerátumtól. Kétségtelen azonban, hogy a felsőkrétában, az ausztriai orogén szakasz után kialakult hegységszerkezetben az upponyi és rudabányai karbon—triász vonulat pikkelyes szerkezete összefüggően már kialakult, és egységes partszegélyként a szenon tenger abráziós hatása alatt állhatott.

Az alaphegységi kréta képződmények összefoglalása

A magyarországi kréta kifejlődések összesítő vizsgálatából a következő általános megismerések adódnak:

1. Rétegtanilag és kifejlődés tekintetében a Dunántúli Magyar Középhegység, a Mecsekhegység, a Villány—Harsányi vonulat és az Upponyi vonulat kréta összlete, egymástól lényegesen eltérő, különböző képződésű üledéksorozat, a tengeri kifejlődés túlsúlyával, közbeiktatott szárazulati, szárazföldi (bauxit) és édesvízi (ajkai kőszén) képződményekkel.

2. A Magyar Középhegységben a Bakonyban, Vérteshegységben és a Gerecsehegységben található kréta sorozat rétegtanilag nagy vonalakban összeegyeztethető rétegösszleteket mutat. A felszínen legteljesebben nyomozható bakonyi sorozatban is hézagos települést találunk, egyes emeletekben részleges kiemelkedésre utaló (barrémi, cenománi—turoni) szárazulati képződményekkel. A Dunántúli Magyar Középhegység északkeleti részeiben, a Vérteshegységben csak a cenomán emeletig, a Gerecsehegységben legföljebb az apti emeletig bezárólag terjedő üledékképződés állapítható meg; a Gerecsében a bakonyi kifejlődéssel szemben a törmelékes kőzetek föltűnő előtérbejutásával.

3. A törmelékanyagok a Dunántúli Magyar Középhegységben mindenütt a kréta tenger déli—délkeleti előterében levő, idősebb mezozóos rétegekből származnak, amelyek különböző mértékben és módon, szigetekként vagy összefüggő szárazulatként kiemelkedettek voltak. A kréta tenger partvonala itt föltételezhető, de dél felé aligha érte el az akkor magasabban kiemelkedett Velence—Balatoni kristályos alaphegység területét.

4. A kréta időszakon belül megállapítható kéregmozgások, a Magyar Középhegység említett részein nem egyformán történtek. Északkelet felé, a Vérteshegységben és a Gerecsehegységben is, a bakonyi részleges barrémi kiemelkedés még kisebb mértékű lehetett, mert itt még ekkor is tengeri üledékek keletkeztek.

5. A mecseki kréta összlet a maga egészében regressziós sorozat, közbeiktatott vulkáni képződményekkel és nyilvánvalóan azzal kapcsolatos fokozottabb kéregmozgással járó fenékingadozással. Partvonala szintén dél felé, az idősebb mezozóos tagok kiemelkedett területére esik, törmelékében csak a titon mészkő és a vulkáni anyag ismerhető föl, kevés koptatottsággal.

6. A Villányi—Harsányhegyi vonulat pikkelyeinek kréta üledékeiben a mecsekivel egyeztethető kéregmozgások fölismerhetők, kifejlődésében azonban attól lényegesen eltérő, a bakonyira emlékeztető bauxitképződéses szakasz is mutatkozik. A kréta tenger partvonalai az egymásratolódott, különböző kifejlődésű pikkelyekben nem nyomozhatók.

7. Az Upponyi—Rudabányai vonulat posztorogén szenon rétegösszlete valamennyi többi magyarországi kifejlődéstől térben, időben, szerkezetben és transzgressziós jellegben, teljesen különbözik. Partvonalai kétségtelenül a vonulatot fölépítő idősebb kőzetösszletek területére esnek. Közvetlen összefüggésbe nem hozható a Magyar Középhegységgel, mert ott a közbeeső részeken a felsőkréta hiányzik, s ez a hiány dél felé a baranyai területeken is megvan, ami az egész Magyar medence kréta időszakban kiemelkedett, szárazföld jellegét bizonyítja. Az upponyi gozaui kifejlődés a szlovákiai kárpáti vonulatok felé is elszigetelten áll, és azonos korú kréta üledékek csak Romániában, elsősorban a Biharhegységben, az Erdélyi Érchegységben, a Keleti és Déli Kárpátokban találhatók, legtöbbször ugyancsak eltérő kifejlődésben.

A magyarországi kréta képződmények átnézete
(VADÁSZ E., 1958)

	Emelet	Bakonyhegység	Vérteshegység	Gerecsehegység (Tata)	Mecsekhegység	Villány, Harsányhegy		Upponyi hegység
Felső	Szenon	Globotruncanás agyagmárga. Szürke tűzkőgumós mészmárga Hippuriteszes mészkő Szürkés, gryphaeás mészmárga Édesvízi kőszénösszlet Transzgresszió	?			Kiemelkedés		Felső hippuriteszes konglomerátum, homokkőösszlet Alsó hippuriteszes konglomerátum, homokkőösszlet Transzgresszió
	Turoni	Túlnyomólag kiemelkedéses lepusztítás						
	Cenomán	Turriliteszes agyagmárga Glaukonitos márgacsoport	Szürke, palás homokkővel váltakozó, glaukonitos agyagmárga		Vörös, finomszemű globotruncanás, palás agyagmárga (Vékény)			?
	Albai	Sárgás és világosszürke vékonytáblás, orbitolinás mészkő	Ostreás, exogyrás, orbitolinás mészkő			Rekvieniás mészkő	?	
		Rekvieniás mészkő		Kiemelkedés	Hézag Kiemelkedés			
Alsó	Apti	Limonitos, agyagkonkréciós, pados mészmárga Táblás, orbitolinás, ostreás agyagmárga, molluszka és tüskésbőrű faunával Sárga és vöröstarka, szürke agyagösszlet, kőszénnyomokkal, ostracodás, csigás és munieriás, homokos mészkőréteggel		Vöröstarka agyag foszlányokban Durvaszemű, keresztrétegzett homokkő, breccsia, lazább—keményebb konglomerátum, kevéssé koptatott helyi triász, jura, dolomit-, mészkő- és tűzkőanyaggal, homokos, rudistás mészkőgörgetegekkel és rögökkel	Földdolgozott trachidolerit és trachidolerittufa-anyagú breccsia	Foraminiferás agyag, *Rhyncholites*	Sötétszürke miliolinás valletiás mészkő	?
	Barrémi	Bauxitösszlet	Bauxitösszlet ?	Bauxitösszlet ? (A hegység déli részén)	Homokos, rudistás márga, homokos, krinoideás mészkő *Orbitolina* és molluszka faunával		Bauxit	
		Vékonytáblás, kovás, szürke, krinoideás—brachiopodás mészkő, alsó részében *Ammonites*-félékkel		Glaukonitos, homokos, krinoideás mészkő (Tata)				
	Hauterivi	Hézag		Glaukonitos homokkő *Ammonites* faunával, gyér agyagmárga rétegekkel				
	Valangini	Szürkésvörös krinoideás, ammoniteszes mészkő Szürkésfehér, néhol sárgás, tűzkőgumós, lemezes, táblás mészkő Zirc, Lókút, Sümeg (Berriázi)	?	Szürke, palás agyagmárga, fölfelé szaporodó homokkőréteggel. Homokos márga Mészkőbreccsia (Berriázi)	Trachidolerittufa és agglomerátum Trachidolerit és fonolit	?	?	
Fekvőtag		Titon	Liász ? Triász	Alsótiton	Alsótiton	Malm	Malm	Karbon—Triász

Irodalom

Babics A., A vasérckutatás története a Mecsek hegységben. Dunántúli Tud. Gyűjtemény. Pécs 1955.

Bagó F., A magyar bauxitbányászat helyzete. Bány. Lapok, 1957.

Darányi F., Adatok az Ajka környéki kréta kifejlődéséhez. Bány. Lapok, 1957.

Douvillé, F., Sur le crétacé du Bakonyer Wald. C. R. Somm. des Séances de la Soc. Géol. France, 10. 1933.

Hauer, F., Über die Petrefacten der Kreideformation des Bakonyer Waldes. Sitzungsber. d. Math. Naturwiss. Cl. d. Akad. Wien. 44. 1862.

Hofmann K.—Vadász E., A Mecsekhegység középső neokom rétegeinek kagylói. Földt. Int. Évk. 20. 1912.

Jaskó S., A Pápai—Bakony földtani leírása. Földt. Szemle melléklete, 1935.

Koch A., A Bakony ÉNy-i részének másodkori képletei. Földt. Közl. 5. 1875.

Lóczy L., ifj., A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. Földt. Közl. 42. 1912.

Lőrenthey I., Néhány megjegyzés a „Lithiotis" kérdéshez. Term. Füzetek 18. 1895.

Noszky J., ifj., Adatok az északi Bakony krétaképződményeinek ismeretéhez. Földt. Közl. 64. 1934.

Noszky J., ifj., Földtani vázlat az Északi-Bakony belső részéből. Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről, 1943.

Noszky J., ifj., Földtani megfigyelések a bakonyi Kőris-Kékhegy vonulat K-i lejtőjén és a Papod-hegycsoportban. Földt. Int. Évi Jel. 1941—42-ről, 1945.

Noszky J., ifj., Jelentés az 1944. évi sümegi földtani felvételekről. Földt. Int. Évi Jel. 1944-ről, 1952.

Rakusz Gy., Adatok a dunántúli felsőkréta ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28.-ról, 1935.

Rozlozsnik P., Adatok Ajka vidékének geológiájához. Földt. Int. Évi Jel. 1920—23-ról, 1925.

Somogyi K., A gerecsei neokom. Földt. Int. Évk. 22. 1914.

Strausz L., Paläontologische Daten aus dem Mesozoikum des Villányer-Gebirges. Ann. Mus. Nat. Hung. 34. 1941.

Szabó J., Az ajkai kőszéntelep a Bakonyban. Földt. Közl. 1. 1871.

Taeger H., Adatok a Bakony felépítéséhez és földtörténeti képéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1910.

Telegdi-Roth K., A Dunántúl bauxittelepei. Földt. Szemle 1. 1927.

Telegdi-Roth K., Jelentés a Bakony-hegységben és a Villányi-hegységben végzett bauxitkutatásokról. Földt. Int. Évi Jel. 1929—32-ről, 1937.

Vigh Gy., Führer in das Gerecse-Gebirge. Földt. Int. Kiadv. 1928.

Vigh Gy.—Noszky J., ifj., Előzetes jelentés az úrkúti mangánbánya környékén végzett földtani vizsgálatokról. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, 1941.

Yen, John T. C., Systematics and distributions of Pyrgulifera Meek. Ann. Naturhist. Mus. Wien. 62. 1958.

B) A FEDŐHEGYSÉGEK RÉTEGTANI TAGOLÓDÁSA ÉS FÖLDTÖRTÉNETI JELLEGEI

A fedőhegységhez soroljuk időben a paleogén és a neogén rétegösszleteket, területileg pedig az alaphegységek szegélyén, a pleisztocén rétegek alól felszínre bukkanó, pliocénnel záruló képződményeket. Ez a megkülönböztetés település, földtani kifejlődés és gyakorlati tekintetben is szükséges. Rétegtanilag a mezozóikum végével záruló alaphegységeinkhez a harmadidőszaki képződmények különböző tagozatai simulnak hozzá. A megfelelő legidősebb harmadidőszaki tagok mindig diszkordánsan települnek az alaphegységre, ezért szerkezetileg és eltérő kőzetanyaguk miatt is a későbbi térszínformáló hegységalakulásban is megkülönböztethetők. Kifejlődésben az alaphegység szegélyén mindig a legjellegzetesebb partszegélyi üledékeket találjuk, amelyeket távolabb a medenceüledékek más kifejlődésű rétegei váltanak föl. Gyakorlatilag a fedőhegység kiterjedésében, ennek rétegösszlete alatt, kisebb-nagyobb mélységben az alaphegység megfelelő része mindig biztosan elérhető. A medencebeli üledékek különbözősége a fedőhegységbeliekkel szemben, elsősorban a miocén tagozatokban mutatkozik, és a medencealjzat megfelelő részeinek különböző mozgékonyságából és elmozdulási mértékéből következik.

A fedőhegység harmadidőszaki kifejlődésének tárgyalásában nagyvonalú összesítést tartunk szem előtt, a különböző területrészek egyezőségeinek szemléltetésével. A részletekben mutatkozó eltérésekre és a tagolódásra vonatkozó nevezéktani vitákra annyiban térünk ki, amennyiben utalnunk kell azoknak elvi jelentőségére. Az eocén—oligocén és a miocén—pliocén határkérdései az ősföldrajzi és üledékképződési viszonyok összegező áttekintésében sok tekintetben leegyszerűsödnek. Valamennyi fedőhegységbeli tengeri rétegösszlet vitathatatlanul sekélytengeri, a partszegélytől a nyílttengeri jellegig, öbölképződményekkel és lagunákkal. Ezenkívül szárazulati édesvízi rétegösszletek vannak, amelyek még részletes vizsgálatra váró változatos üledékképződési viszonyokat jeleznek. Ezek a változatos földtani kifejlődések érzékeltetik egyúttal az egykori térszíni viszonyok különbözőségeit, az ősföldrajzi viszonyokat és az üledékképződésben rögzített medencefenék mozgásait is.

A harmadidőszaki fedőhegység tagozatainak egyik általános és legszembeötlőbb jellegzetessége a mezozóikummal szemben az üledékgyűjtő mindenütt többé-kevésbé biztosan megállapítható partvonala.

Az Alpidák alp—kárpáti orogén övében a kréta időszak erőteljes hegységképződési mozgásai kihatottak a medencére s annak ma már meghaladottan „köztes tömegként" (Tisia, Internid) tekintett belső hegységvonulataira is. A kréta időszakban valamennyi alaphegységünkben, különböző szintekben és más-más területrészeken részleges kiemelkedések voltak, amelyek az időszak végén, mindenütt általános kiemelkedésre vezettek.

Az eocén elején tehát új térszínformálódás mutatkozik s az eocén tengerelőnyomulás ehhez igazodik.

Eocén

Az eocén elterjedése Magyarországon a Dunántúli Magyar Középhegységre, annak folytatásában a Duna-balparti szigetrögökre, a Cserhát aljára, a Mátra- és a Bükkhegység peremére szorítkozik. Ezek fedőhegységi részei két különböző kifejlődésű területrészt képviselnek, amennyiben a Dunántúli Magyar Középhegységben az egész eocén többé-kevésbé teljes sorozata, a többi területrészeken csak az eocén felső tagozata található. A kristályos vonulatrészek mindenütt csaknem teljesen szárazulatként álltak, s csak a Velencei hegység északi oldalán látjuk az eocén szárazulati durva törmeléket, az előrenyomuló eocén tenger partszegélyi és a jellegzetes felsőeocén tengeri rétegösszletét (Lovasberény). Ezenkívül csak az ugyanehhez a kristályos vonulathoz tartozó úrhidai (Fehér m.) filliten találunk hasonló, felsőeocén tengeri rétegeket. A Mátra- és a Bükkhegységben triász—karbon rétegekre települ az eocén. Föltűnő jelleg, hogy mindezeket az alaphegységtagokat csak a felsőeocén tengere érte el, az idősebb tengeri eocén tagok hiányoznak. Megelőzőleg a kristályos és paleozóos alaphegységrészek a mainál magasabbra kiemelkedett szárazföldek lehettek.

Valamennyi többi eocén területünkön, a mezozóos alaphegységtagok, legtöbbször a triász rétegek adják az eocén összlet alapját.

A mezozóikum rétegösszleteiben mutatkozó kifejlődési különbségek a megfelelő üledékgyűjtők elkülönült voltából erednek. Az eocénben a már szárazulatként kiformálódott mezozóos alaphegységek északi peremein és abba benyomuló öblözetekben volt üledékképződés, lényegileg mindenütt parti vagy partközeli jelleggel, anyagában az egykori szárazföld régebbi kőzetanyagaival. Az eocén és a reákövetkező időszakok sokszorosan változó partvonalai kivétel nélkül bizonyítják peremhegységeink és medencebeli szigethegységeink mai elrendeződését, tehát az eocén előtt, nagyszerkezetileg már megalapozott, kialakult voltát.

Magyarország eddig ismert paleogén rétegeinek elterjedése azt mutatja, hogy a Dunántúli Magyar Középhegység déli szegélyét jelző Balaton—Velencei hegység DNy—ÉK-i vonulatában, a Mátra- és a Bükkhegység déli előterét összekötő vonaltól délre paleogén üledékek nincsenek. Mintha itt összefüggő szárazföld nyúlt volna bele a paleogén tengerbe. A legújabb mélyfúrási adatok a Balatontól délre, Buzsák—Karád határában, a rupéli emelet agyagösszlete alatt a felsőeocén lithothamniumos—nummuliteszes rétegeit is megállapították. Ezt a részt egyelőre keskeny tengerszorosként tekinthetjük a balatonmenti kristályos alaphegység déli szegélyén. Ettől, a Balaton déli partjától 15 km távolságban délre eső területtől délebbre paleogén rétegeket még nem ismerünk. Joggal nevezzük tehát ezt az elhatárolást p a l e o g é n h a t á r v o n a l n a k. Ennek a határvonalnak helyzete, további mélyfúrások esetleges adatai szerint, némileg módosulhat, de a délebbre eső területrész paleogénben kiemelkedett szárazulati jellege kétségtelen tényként áll előttünk.

Az eocén rétegösszlet mindenütt lassú előrenyomulással vagy abráziós letarolást jelző durva alapkonglomerátummal, másfekvéssel (diszkordánsan) települ a mezozóos, legtöbbször triász képződményekre. Elterjedése és kifejlődése is a már megelőzőleg kialakult térszínhez igazodik: öblöket formál, vagy kisebb-nagyobb, többé-kevésbé körülhatárolt medencéket tölt ki. Területi kifejlődésben a Dunántúli Magyar Középhegység és az Alföld északi szegélyhegységei az eocénben különállnak, mert mint említettük, az utóbbiakat

csak a középsőeocén végén vagy a felsőeocénben érte el a tenger, s a mélyebb eocén tagok hiányoznak.

Többé-kevésbé elkülönült egyes medencerészekül tekinthetők: a Déli Bakony (Ajka—Úrkút—Halimba), az Északi Bakony (Fehérvárcsurgó—Csernye—Zirc—Bakonybél—Magyarpolány—Bakonyszentlászló), a Vértes hegység északnyugati része (Oroszlány—Pusztavám—Mór), a Vértes hegység északi és keleti előtere (Tatabánya—Nagyegyháza), a Vértes hegység déli öblei (Csákberény—Gánt), a Gerecse hegység északi oldala, Esztergom vidéke (Dorog—Tokod), a Budai hegység (Nagykovácsi—Pilisvörösvár—Pilisszentiván), a Duna-balparti nógrádi rögök (Kósd—Nézsa), valamint a Mátra déli oldala (Derecske—Recsk) és a Bükk hegység eocénje.

Az eocén elhatárolását az idősebb képződmények felé mindenütt egyszerűvé és könnyűvé teszi a mindenütt fölismerhető kisebb-nagyobb üledékhézag, a diszkordáns település és az eltérő kőzetkifejlődés.

A magyarországi eocén rétegtani tagolására vonatkozó gazdag irodalom mindmáig Hantken, korát meghaladó, ősföldrajzi szemléletű tanulmányain alapszik. A kőszéntartalmú eocén összlet nagy gazdasági jelentősége érthetővé teszi az idevonatkozó sok részlettanulmányt. Hantken elsőül különböztette meg az édesvízi, csökkentsósvizi és tengeri rétegcsoportokat, azok sorrendjét és a tengeri rétegek faunajellegeit, különösen a Nummulitesek szerepét és fontosságát. Ezeken az alapokon az újabb részletvizsgálatok, faunavizsgálatok legföljebb csak az emeletekbe való pontosabb besoroláson és szintekre tagoláson vagy elhatárolásokon változtattak. Hantken vizsgálatai elsősorban az Esztergom vidéki területre, a Budai hegységre és Ajka vidékére terjedtek ki, de érvényesíthetők a Dunántúli Magyar Középhegység minden más eocén területére is. A magyarországi eocén irodalom fejlődésmenetével, az egyes területek kifejlődésének részletezésével, összehasonlító és részletes faunisztikai vizsgálatával, valamint rétegtani összefoglalásával Szőts Endre alapvető monográfiája foglalkozik. Ezt a korszerű munkát vesszük alapul tárgyalásunkban, de sok tekintetben új és legtöbbször indokolatlan rétegtani elhatárolásaival nem mindenben értünk egyet. A fölmerült elhatárolási nehézségek és a nevezéktani kérdések további részletes üledékképződési vizsgálatokkal tisztázhatók lesznek.

A Dunántúli Magyar Középhegység

A legteljesebb eocén sorozat a Dunántúli Magyar Középhegységben van, de annak különböző tagozataiban (Bakonyhegység, Vértes hegység, Gerecse hegység, Esztergom vidéke, Budai hegység) sem kifejlődés, sem rétegsor szerint nem egyforma. A legteljesebb és legrégebben tanulmányozott az Esztergom vidéki terület és a Tatabányai medence, amelyeknek jól föltárt és sok részletleírásban említett rétegösszletét vehetjük összehasonlítási alapul. Korszerű, részletes üledékföldtani kritikai tanulmány még ezekről sincs.

Az eocént megelőző szárazulati kiemelkedés egyik jellemző eocén előtti üledéke a Magyar Középhegység egyes részein található bauxit. A kréta üledékek között, az alsókrétában rögzítettük a Harsányhegyen és az Északi Bakonyban, rövidebb tartamú szárazföldi képződmény alakjában a bauxitösszletet, aminek keletkezési korát az ottani közvetlen fedőrétegek apti emeletbeli helyzete biztosan rögzíti. Ugyancsak a kréta rétegösszletben ismertük meg a Déli Bakonyban, Halimba vidékén és az Északi Bakony fúrásaiban a még vitatott második bauxitszintet, amit Barnabás Kálmán a cenománi részleges kiemelkedés időtartamában keletkezettnek, felső részében az ajkai kőszénösszlettel rögzített alsóturoni lerakódásnak tart. Külön megítélést igényelnek azonban a Magyar Középhegység többi jelentős bauxitterületei, amelyeknek közvetlen fedőjében az eocéneleji tengerelőnyomulás különböző kifejlődésű, édesvízi és csökkentsósvízi lagunaképződményeit találjuk. Ezek felé a bauxit fokozatos átmenetet mutat, s felső

részében az eocénnel azonos rétegzettség is észlelhető. A megfigyelési tények arra mutatnak, hogy ez a bauxitösszlet kétségtelen vízi közegben ülepedett le, Gánton határozott partszegélyi hullámverés és keresztrétegzés jelenségeivel. A gánti és iszkaszentgyörgyi föltárások szerint a bauxit legnagyobbrészt többé-kevésbé koptatott, kisebb-nagyobb darabokból álló bauxitanyagú törmelék alakjában ismeretes, bauxitagglomerátumnak minősíthető. Vagyis más helyről, de nem messziről, tisztán áthalmozott anyag, aminek jelenlegi települése, azaz lerakódása nem azonos a keletkezési helyével. A leülepedés módja, helye, közege és a települési viszonyok tisztázottnak vehetők, a keletkezés kérdése sok részletében még vitatható.

A bauxit sokszor fölmerült eocén kérdésével külön is foglalkoznunk kell, mivel kitűnő földtani vezetőkőzet, aminek keletkezési és vázolt üledékképződési viszonyai bizonyítják a megfelelő hegységrészek autochton voltát is.

Az eocénnel födött bauxit ugyanis mindenütt a fődolomit egyenetlen, karsztos — töbrös, mélyedéseket mutató felszínére települt. A mezozóos rétegösszlet tárgyalásánál láttuk, hogy a fődolomit kiemelkedése a különböző területrészeken más-más időben történt. A szárazföldi karsztosodás tehát a triásztól az eocénig terjedően, hosszú időtartamú lehetett, aminek egyes területrészeken pontosabb korát rögzíteni nem tudjuk. Ebből következik, hogy az eocénnel födött bauxitfölhalmozódás kétségtelenül szárazulati üledék, de eocén előtti keletkezés és aligha sorolható az eocéneleji szárazföldi képződmények közé, amelyek már földolgozott bauxitanyagot tartalmaznak. Gánt, Magyaralmás, Nagyegyháza, Fehérvárcsurgó, Iszkaszentgyörgy, Bakonyoszlop, Fenyőfő, Eplény és Sümeg bauxitösszletének fedőjében levő eocén rétegek Szőrs szerint a londoni emeletbe tartoznak. Ugyanide tartoznak a halimbai bauxitterület legnagyobb részét és a nyirádi bauxitot közvetlenül fedő eocén rétegek is. A Nagyegyházi medencében a londoni emelet alsó édesvízi rétegei bauxittörmeléken kívül bauxitréteget is közrefognak, sőt a bauxitösszlet szegélye, nyilvánvalóan az édesvízi tó mentén, szideritesedett. A halimbai bauxitterület északi részét az ajkai felsőkréta kőszénösszlet fedi. Mindezek kétségtelen bizonyítékai a bauxit eocén előtti korának, sőt talán egyveretűen valamennyi bauxitösszlet alsókréta keletkezési idejének, beleértve az említett halimbai „felső bauxitszint" keletkezését is, eltekintve az utóbbinak felsőkréta fedőrétegeitől, amelyek nem keletkezést, hanem csak a megelőző bauxitösszlet egyenlőtlen felszínére való reátelepülést igazolnak.

Külön megfontolást igényel még a mélykarszt keletkezésének az eocén előtti hosszú szárazföldi időszakra történő visszavezetése is. A mezozóos alaphegység üledékképződési viszonyainak ismeretéből kitűnik, hogy a Magyar Középhegységben egyes területrészek már a triász végén, majd a jura végén és az alsókrétában kiemelkedettek voltak, végül a kréta végén általánosan kiemelkedett szárazfölddé lettek. A kiemelt részeken szárazföldi mállási termékek fölhalmozódása (bauxit), megelőző üledékek lepusztulása, üledékhiány és a mészkőterületek különböző mértékű karsztosodása mutatkozik. A legrégibb, igazolt felszíni karsztos formák a triászvégi és juravégi kiemelt területeken a kréta elejére tehetők, a barrémi emeletig bezárólag (alsó bauxitszint, úrkúti Csárdahegy, Gánt). Ezek apti rétegösszletekkel vannak födve. A folytatódó karsztosodás felszíni egyenetlenségeit az áthalmozott bauxitösszlet többé-kevésbé lepusztított maradványai védték meg. Ugyanakkor a szárazföldi fizikai mállás erős törmelékképződésre vezetett.

A triász- és juravégi részleges, majd krétavégi végleges kiemelkedés után az eocén Középtenger délnyugatról és északnyugat felől benyomult a Magyar medencébe, s az Erdélyi medencét nyugat felől határoló geoantiklinális vonulat mentén, a Dunántúli Magyar Középhegységben, kisebb-nagyobb nyílt medencerészeket, epikontinentális medencéket és öblöket formált fokozatos térhódítással kezdetben szárazföldi, majd édesvízi, végül különböző tengeri üledékképződéssel. A tagolt partvonalak szerint alakult változatos üledékképződés mellett is fölismerhető az üledékképződési jelenségek összeegyeztethető azonossága.

Alsóeocén

Szárazföldi és édesvizi összlet

A Dunántúli Magyar Középhegység egyes részein többnyire a szárazföldi törmelék alig megmunkált, durvább vagy finomabb anyaga szolgáltatja a kezdő eocén rétegeket.

Az alsóeocén mindig szárazulati, édesvízi, mocsári vagy tavi, néha folyóvízi vagy szárazföldi rétegekkel kezdődik, kőszenes nyomokkal vagy jelentős

kőszénképződést jelző barnakőszénösszlettel. Ez a változatos kifejlődésű rétegösszlet a különböző területrészeken lényegében hasonló kifejlődésben, de különböző vastagságban, alapbreccsiából, tarkaagyagból, homokos agyagból, édesvízi mészkőből és különböző vastagságú, édesvízi és csökkentsósvízi meddő rétegekkel elválasztott, alaptelep jellegű barnakőszénből áll. Vastagsága néhány métertől 50—100 m, helyenként 200 métert is meghaladó meddő törmelékfölhalmozódás is lehet (Városlőd). Helyi szárazföldi lejtőtörmelék alakban csak néhány méter, s csak a Gerecsehegység északi szélén és az Esztergom vidéki medencerészben mutatkozik. Nyugaton hiányzik. Gyakorlati vonatkozásban az egész alsóeocén összlet, a barnakőszénösszlet viszonyában, hármas tagozatú, kis üledékszakasznak minősül. Ennek megfelelőleg, gyakorlatilag meddő fekvőrétegösszletet, kőszenet és közbetelepült édesvízi vagy csökkentsósvízi meddő rétegeket különböztetünk meg, jól fölismerhető üledékföldtani jellegekkel. Alsó része, a tulajdonképpeni fekvőösszlet, gyűjtőnéven szárazulati tarkaagyag, középső része az édesvízi barnakőszénösszlet, fölfelé szaporodó csökkentsósvízi közbetelepülésekkel, végül a csökkentsósvíziből fokozatosan kialakuló tengeri összlet. Alsóeocén kora a fölötte levő rétegek faunája alapján kétségtelen, közelebbi szintje azonban biztosan nem állapítható meg. Ősföldrajzi megfontolás szerint az alsóeocén alját, talán a tanéti emeletet képviselheti.

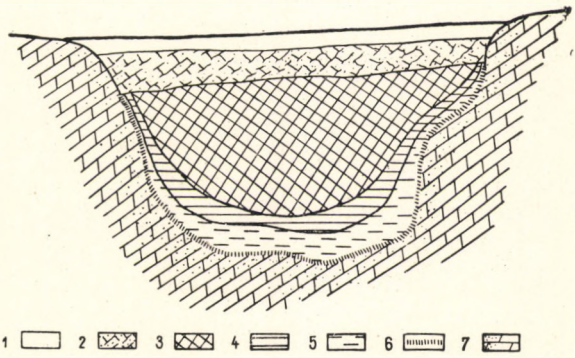
A meddő fekvőösszlet a kőszénképződést megelőző, változatos kőzetkifejlődésű, a kőszénrétegek alatti, kőszenes nyomokat még nem tartalmazó üledékek, szervesmaradványok nélkül. Egyes helyeken a bauxitra következő eocén szárazulati, édesvízi üledékek a bauxit átiszapolt, fokozatosan rétegzetté váló anyagából keletkeztek (Gánt, Iszkaszentgyörgy). Az újabb föltárások Halimbán a bauxit felső határát egyenetlen felszínnel, az eocén felé diszkordánsnak mutatják. A Nagyegyházi medence mélyfúrásaiban viszont a kőszénösszlet alatti csökkentsósvízi, molluszkákkal igazolt alsóeocén rétegekben, szögletes bauxitdarabok és közbeiktatott bauxitréteg is volt. Szögletes bauxittörmeléket észlelt Bárdossy György az izamajori alsóeocén bauxitfedőben is. Ez kétségtelenül megelőzőleg befejezett bauxitképződést jelez, az eocén tenger lassú, fokozatos ingressziós benyomulásával. Szőts Endre a Magyar Középhegység eocénnel födött bauxitlerakódásának (Zirc—Dudar—Gánt—Iszkaszentgyörgy) földtani korát az alsóeocén monszi, esetleg a tanéti emeletre rögzíti, de az alsóeocén tarkaagyagösszletétől elkülöníti. Ez a felfogás semmiképpen nem igazolható, mert a bauxitképződés, sőt annak áthalmozott volta is eocén előtti.

A bauxit hiányában az alsóeocén szárazföldi üledékek a megfelelő aljzattól függően mészkő, dolomit vagy júra tűzkő kevéssé koptatott durva törmelékével közvetlenül települnek az alaphegységre. Lábatlanban alsókréta durva homokkő és breccsia föllazított és átülepített törmeléke szolgáltatja az ottani édesvízi mészkő alatti eocénkezdeti rétegeket. Figyelemre méltó, hogy az eocéneleji törmelékes szárazföldi képződményekben kristályos alaphegységbeli kvarckavics még csak ritkán vagy alárendelten található (Tatabányai medence nyugati részén). Túlnyomólag csak a közeli kőzetek anyagából származó törmelék nem nagyon koptatott, főleg megelőző fizikai mállásból származó durva anyagát találjuk, helyi jellegű fölhalmozódással. Ezért ez az eocénkezdeti alapbreccsia nem általános elterjedésű. Fölötte, vagy ahol hiányzik, közvetlenül az alaphegységre szürke, barna vagy sárga édesvízi, nem rétegzett agyagösszlet, majd rétegezett, tavi jellegű agyag következik. Ez gyakran pirites—markazitos, sokszor meszes konkréciós, mészgöbös, helyenként a mezozóos kőzetek törmelékanyagával, sőt annak közbetelepült breccsiás rétegeivel mutatkozik. Tatabányán víztiszta kvarchomok- és apró kvarckavicsrétegek is mutatkoztak benne, amelyek időszakos folyóvízi szállításra utalnak. Az agyag

keleten édesvízi mészkővel kapcsolatos (Lábatlan, Dorog), nyugat felé homokosabb, kavicsos, sőt homokkővé válik.

A legtöbbször csak időszakos, sekély állóvizekben képződött tarkaagyag általános elterjedésű, bár felszínen többnyire lepusztulásból visszamaradt foszlányokban található. Sok helyen csak az onnan lepusztult bauxit nyomán, azt helyettesítő látszattal. Rétegösszletében szabálytalan eloszlásban, néha fehér vagy világosszürke tűzálló agyag is van, egyes helyeken a bauxitból származó anyag degradált jellegével, helyenként a bauxitösszlettel egyidejűnek látszó, szingenetikus keletkezési körülményekkel.

A Tatabányai medence eddigi fúrási anyagok alapján vizsgált eocéneleji tarkaagyag fekvőösszlete vörös, zöldesszürke, sárgásbarna, kemény, mészgöbös agyag, mely a karsztos felszín egyenetlenségeit változó vastagságban tölti ki. Helyenként finomabb-durvábbszemű, laza kvarchomokkőközbetelepülések, ritkábban közepes kvarckavicsok is vannak benne. A tarkaagyagösszlet magasabb tagozata édesvízi zöldesszürke, fényes, zsíros tapintású agyag, finom homokos agyag, meszes agyag és édesvízi mészmárga, mely fölfelé, vékonyabb-vastagabb, barnásszürke, szenes sávos agyaggal a barnakőszénösszletbe megy át. A medence délkeleti és nyugati részén, a fekvőösszletben jellegzetes, zsíros tapintatú, egyenetlen törésű, kemény agyagon kívül változó összetételű, kevés vastartalmú (1,6—2,7%), bakteriogén édesvízi mészkő is van. Gyakoriak még az édesvízi fekvőösszletben a különböző ásványos kiválások, főként pirit, markazit, mák- vagy sörétnagyságú agyagos limonitooidok és borsók. Ezek helyenként összecementeződve, oolitos kőzetet formálnak. Gyakoriak az agyag iszapolási maradékában a jellegzetes, apró, világos sárgásbarna, gyöngyfényű ooidok, néhol finomszemcsés, tömött egynemű rétegek alakjában, sziderit és ankerit (30—45% FeO, 20—33% CO_2) anyaggal. Ezekben a vaspát és a mészpát mikroszkópban egymásbafolyó, elhatárolatlan módon mutatkozik, ami csendesvízű medence fölmelegedő vizéből történt egyidejű kiválásra utal. Helyenként világosszürke, pirites, szögletes törésű, tiszta kaolinit mutatkozik (60—84% kaolinittartalommal) a dolomitaljzatú medencerészeken. Az Oroszlány — bokodi medencerész külfejtésében Sólyom Ferenc megállapítása szerint ez az anyag 50% kaolinittartalom mellett 28—29, sőt mészkonkrécióktól és pirittartalmától mentesen 30—31 tűzállósági fokozatú.



87. ábra. Karsztos dolomitmélyedések szárazföldi agyagösszleteinek szelvényvázlata (Bodzay I. szerint): 1. sárgástarka agyag, 2. breccsiás szövetű vörösagyag (1—2. pleisztocénben áthalmozott), 3. vörösagyag, 4. szürkésfehér tűzálló agyag, 5. okkersárga agyag, 6. hidrargillit- és vaskéreg (3—6. kréta), 7. triász porló dolomit

Hasonló, jellegzetes tűzálló agyagösszletet ismertetett Nagy Károly a Nagykovácsi—pilisszentiváni fekvőösszletben; ennek felszíni foszlányait a dolomit mélyedéseiben Pilisvörösvár határában régóta ismerjük. Nagy részletes vizsgálatai szerint ebben az alsóeocén tarkaagyagban bauxitásványok nem mutathatók ki, csak kaolin és fireclayásvány. Ez nem zárja ki a tarkaagyag tűzálló agyagjának a megelőző bauxitösszlettel kapcsolatos származását, mert a nagyfokú savas degradációtól eltekintve, idevágó ismereteink szerint a bauxitösszlet a környező területen is sziallitos jellegű volt.

Ennek az eocéneleji szárazulati agyagösszletnek tűzálló agyaggal kapcsolatos denudációs foszlányai, Pilisvörösvár—Tinnye—Sárisáp közötti területen, valamint az Északi Bakonyban Dudaron, közvetlenül a triász dolomit illetve dachsteini mészkő karsztos egyenetlenségeit töltik ki, Pilisvörösvár körül felsőeocén—alsóoligocén transzgressziós alapkonglomerátum- és homokkőfedőrétegekkel. Az újabb időben végzett rendszeres bányászati föltárások korszerű anyagvizsgálatai (Varju Gyula, Bárdossy

Györgyné, Bodzay István) tisztázták az itteni karsztos töbörkitöltések szabályos települési módját és különleges üledékkőzettani jellegeit. Ezek szerint a dolomitmélyedés felületét hidrargillit és vasas (göthit) kéreg vonja be, amelyre sárga agyag, majd szürkésfehér tűzálló agyag, végül vörösagyag következik, fölötte fiatalabb, áthalmozott, breccsiás vörös agyaggal és sárgástarka agyaggal (87. ábra). Az agyagrétegek csaknem kizárólag kaolinittartalmúak, a vörösbarna agyagban gyanítható, csekély böhmittel és vasas konkréciókkal. Aluminiumoxidban leggazdagabb a szürkésfehér tűzálló agyag, amely az említett Nagykovácsi—pilisszentiváni fekvőagyaggal azonos. Kovasavtartalomban a vörösagyag vezet. Ezek az anyagvizsgálatok határozottan ennek a szárazföldi agyagösszletnek egységes, eocénkezdeti, esetleg a bauxittal



88. ábra. Dolomittérszínen összemosott vörösagyag száradási repedezettséggel, Pilisvörösvár (Oravecz J. felv.)

egyidejű, alsókréta keletkezésére utalnak. Ugyanilyen helyzetű és keletkezésű a dudari vörös és sárgásfehér tűzálló agyagösszlet is.

Hasonló bauxit jellegű keletkezésűnek ismerte föl Bárdossy György a cserszegtomaji dolomittöbrök hidrargillites—vasas festékföld képződményeit is.

Mindezek a szárazföldi képződmények eltérnek és megkülönböztethetők az említett tatabányai, valamint az alábbi dorogi édesvízi képződményektől.

Ugyancsak fúrási anyagminták vizsgálata szerint a dorogi eocénkezdeti fekvőrétegösszletben dachsteini mészkő- és jura tűzkőbreccsia, homokkő, homok, homokos mészmárga és agyagmárga, mészmárga, agyag és édesvízi mészkő vesz részt. A mindenütt alapbreccsiaként észlelhető mészkő- és tűzkőbreccsia szürke, zöld és vörös agyagos alapanyagban kevéssé koptatott 0,2—3 cm szemnagyságú, szárazföldi eredetű, rétegzetlen medenceperemi képződmény. A homok, homokkő, homokos mészmárga és agyagmárga szürke 0,1—0,2 mm víztiszta szögletes kvarcszemekből áll, apró kalcit- és piritkristályokkal. A piritkiválás helyenként nagy mennyiségben mutatkozik. A lágyabb vagy keményebb márgarétegekben jó megtartású *Chara* oogoniumok igazolják az édesvízi keletkezést (M. Rásky Klára). Ugyancsak édesvízi jellegű a tatabányaival egyező apró mészgöbös szürke agyag és agyagmárga, igen apró (0,06—0,3 mm) koptatott kvarcszemcsékkel, apró jura tűzkőszemcsékkel és *Chara* maradványokkal. A szürke homokos agyag szögletes

kvarcszemcséket (10—20%), kalcitkristályokat (60—80%), 3—8 mm-es mészgömböket (10%) és kevés piritet tartalmaz. A világosszürke és szürke, kemény, néha kissé márgás édesvízi mészkőben igen kevés víztiszta kvarckristály, igen sok 0,1—0,5 mm-es piritkristály és jellemző édesvízi csiga, valamint *Chara* maradvány van. A szürke kemény mészmárga (80—85% $CaCO_3$) kevesebb pirit, markazit és kvarcszemcse mellett, jellemző 2—3 mm átmérőjű limonitooidokat tartalmaz.

Ez a változatos kifejlődésű fekvőrétegösszlet a bányászatban karsztvízbetörés elleni „védőrétegként" szerepel. A rétegösszlet kőzettani összetételének, valamint a települési viszonyoknak mai részletes ismerete szerint ez a „védőréteg" fogalom nagyon kétes értékű. Nagyobb vastagság esetén is, törések, vetődések összetöredezett volta miatt, óvatos megítélést igényel.

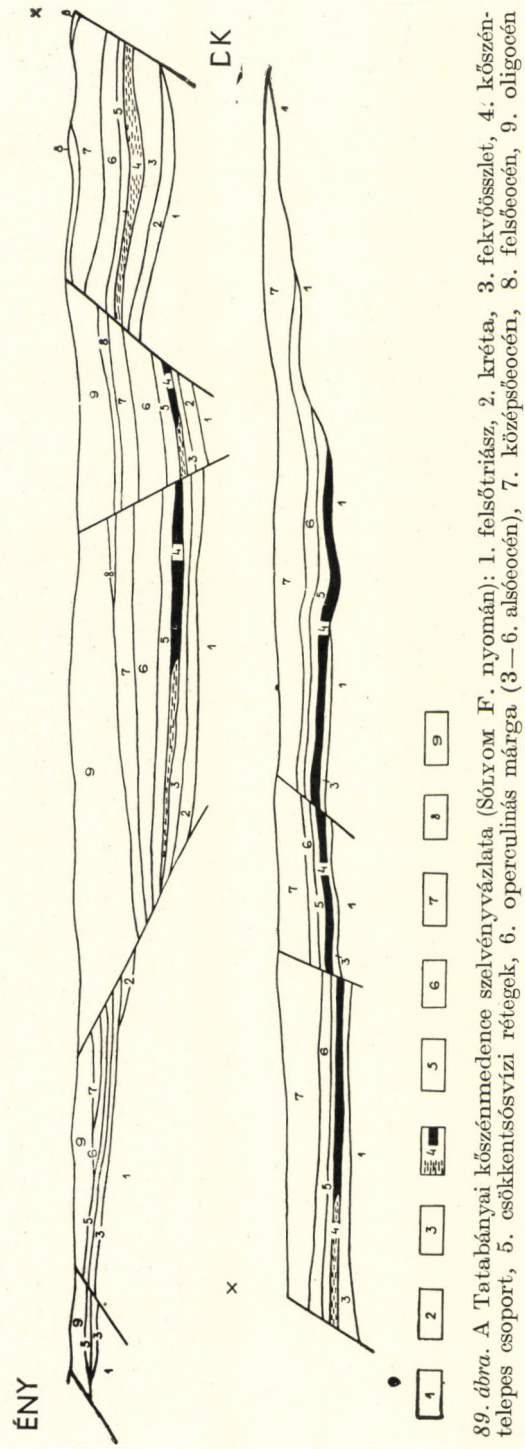
A tarkaagyagösszlet agyag jellegű, különösen pedig a világos, kaolinitos tűzálló részét túlnyomórészben bauxiteredésű anyagnak tekintjük, sekély, pangó, oxigénhiányos állóvizek piritképződéssel kapcsolatos degradációs hatásával. Ezzel szemben Szőts a Zirctől Budapestig terjedően, helyenként 20—25 m vastagságot elérő tarkaagyag anyagát a Dunántúli Középhegységtől északra eső kristályos alaphegység szilikátos kőzeteinek eredeti málladékának, folyóvízi szállításból lerakódott pelitanyagnak tartja. Ennek ellene mond a degradációs jelleg és a helyenként határozottan észlelhető bauxitos kapcsolat.

Az eocéneleji és előtti szárazulati agyagösszletből jelentéktelen szenesedett növényi részektől és gyakori *Chara* maradványoktól eltekintve, eddig érdemleges, kortjelző szervesmaradványokat nem ismerünk. Ez teszi nehézzé pontosabb szintbe sorolását. Viszont a *Chara* maradványok valószínűsítik az egész fekvőagyagösszletnek a különböző területrészeken megkülönböztethető szárazföldi és tavi—mocsárvízi keletkezési jellegét.

Szőts a tarkaagyag elterjedésében bizonyos szabályszerűséget vélt fölismerni. Szerinte Zirc—Nagyegyháza között, ÉK—DNy irányú egyenes övben mutatkozik, a Gerecsehegység—Getehegy között és a pilisi medencékben ÉNy—DK-i irányú övet formál. E tarkaagyagövtől délre és északra mutatkoznak a bauxitövek, melyek közül a déli, Sümeg—Nagyegyháza között, a jelentékenyebb. Az északi bauxitöv felszínen észlelhető nyomai Szőts szerint Fenyőfő—Bakonyoszlop között vannak. Ebből az eloszlásból arra következtet, hogy a bauxit az egykori térszíni magaslatokon, a tarkaagyag pedig a mélyebb részeken rakódott le. Ez a megállapítás még igazolásra vár, mert ellentmondásban van a bauxitlerakódás áthalmozott voltával, ami ugyancsak a magaslatokról a lejtőoldali mélyedésekben történt. Viszont a magaslatokon visszamaradt vagy onnan távolabbi, mélyebb fekvésű helyekre lehordott bauxitanyag időszakos vízállásokban degradálódhatott és sziallitosodhatott.

Kőszénképződés édesvízi és csökkentsósvízi réteg-összletekkel

A szárazföldi tarkaagyagösszletet folyamatos üledékképződéssel, állandósuló vízzel borított medencealakulással, édesvízi agyagrétegekkel, fokozatosan gazdag kőszénképződéses láptenyészet váltotta föl. A kőszénképződés mocsárlápmedencéjének keletkezését a megfelelő területrészek lassú süllyedésével kapcsolatban az eocén tenger fokozatos, lassú benyomulásával (ingresszió), illetve a „karsztvízszint" emelkedésével magyarázzuk. A lápmedence egykori alakulását megvilágítják Szádecky-Kardoss részletes szénkőzettani vizsgálatai, amelyek a kőszéntelepek peremi, sekélyvízi és mélylápi kifejlődését kőzetjellegeik szerint megkülönböztetik. A vízszintingadozást a közbeiktatott meddő üledékes kőzetek jelzik. Ezek legnagyobbrészt kissé homokos—agyagos és meszes kőzetek, amelyek vastagságban és kőzetanyagban a terület különböző részén változnak. Az Esztergom vidéki—tatabányai—oroszlányi—móri és északbakonyi medencerészek összehasonlí-



89. ábra. A Tatabányai kőszénmedence szelvényvázlata (Sólyom F. nyomán): 1. felsőtriász, 2. kréta, 3. fekvőösszlet, 4. kőszéntelepes csoport, 5. csökkentsósvízi rétegek, 6. operculinás márga (3—6. alsóeocén), 7. középső eocén, 8. felsőeocén, 9. oligocén

tásából az üledékkifejlődések különbségei szerint az a megállapítás adódik, hogy keletről nyugat felé a teleprészek közti üledékek édesvízi—tavi csökkentsósvízi kifejlődésből fokozatosan tengerivé válnak. Ez nyilvánvalóan a különböző területrészek egykori térszínalakulásával, a tengerrel összefüggő vagy többékevésbé attól elzárt voltával van kapcsolatban.

A kőszéntelepek képződésének külön tanulmányt jelentő részletei nélkül azt találjuk, hogy a telepösszlet vastagsága az egykori medenceperemek felé csökken, helyenként szabályszerűen kiékelődik. A lápüledék képződését jellemzi, hogy az alsóbb telepek többnyire agyagosabbak. A lápmedence különleges kémizmusára utalnak a tatabányai kőszénösszletben ismert alunitos, alumokalcit szingenetikus, valamint a dorogi epigenetikus tschermigit ásványos kiválások. A tatabányai ásványos zsinóros kőszénből, a telep alsó részéből kerültek ki nagy mennyiségben a londoni agyagból leírt *Dracontomelon minimum* trópusi jellegű fa termései (E. Kovács Éva). Ugyancsak trópusi éghajlatra utalnak a kőszénösszletből leírt pálmatermések és egyéb fölismerhető növényi részek is. Szádeczky-Kardoss vizsgálatai szerint az ilyen részek spórás—pollenes—algás, mélylápi képződmények. A süllyedés fokozódásával az egyes medencerészek taviláp jellegűek lettek, s ennek megfelelő üledékanyagukban jellegzetes édesvízi puhatestűek *(Pyrgulifera hungarica)*, helyenként kőzetalkotó mennyiségben találhatók. Ezeknek a meddő agyagos rétegeknek lápi eredetét kőszenes anyaguk is mutatja. A tengerrel való összeköttetést, különösen a kőszénösszlet felső részében levő édesvízi és tengeri faunaelemeket tartalmazó rétegek bizonyítják *(Dreissena (Congeria) eocaena, Dreissena (Congeria) prisca, Melanopsis doroghensis, Anomia (Paraplacuna) gregaria)*. Nyugat felé, Dudaron és különösen Úrkúton a kőszénösszlet gyengébb kifejlődését tiszta tengeri fauna kíséri. A Halimba—nyirádi bauxitkutató fúrásokban, a bauxit fölött 0—10 m vastagságban, kőszéncsíkos, molluszkás tarkaagyag mutatkozik.

Lábatlan vidékén az édesvízi mészkőkifejlődés *Chara* tenyészettel jut túlsúlyra, vékony kőszénzsinórokkal. Dorog vidékén is nyílttavi, édesvízi mészkő és mocsári szenes—agyagos rétegek vannak,

előbbiek *Pyrgulifera hungarica* és *Bithynia carbonaria*, az utóbbiak *Planor bis-* és *Viviparus*-félékkel. A tatabányai zártabb medencében az édesvízi mészkőképződés alárendeltebb, és a mocsárlápi szenes—homokos agyagrétegek vannak túlsúlyban, csökkentsósvízi faunaelemekkel *(Meretrix vértesensis, Brachyodontes corrugatus, Anomia (Paraplacuna) gregaria, Tympanotonus hantkeni, Globularia incompleta, Ampullina patulina, Melanatria auriculata, Cantharus brongniarti)*.

A Vértes hegység déli oldalán, Gánt—Csákberény körül, a kőszénképződéssel egy időben, zárt lagunamedencében, a bauxit fölött édesvízi degradált agyag, agyagos kőszénrétegekkel, édesvízi melániás mészkő és mészmárga van *(Melania distincta)*.

A Bakonyhegység északi részén, Dudar vidékén, a már említett tengeri betelepülések vannak a csökkentsósvízi rétegekben, a medence nyíltabb déli részén pedig a vékonyabb, agyagos kőszéntelepek között, kavicsos—homokos ostreás, és homokos mészmárga *Velates schmideli* maradványokkal észlelhető. A Bakony északnyugati szegélyén a kőszénképződés, eddigi ismereteink szerint hiányzik, itt az eocént tengeri, transzgressziós üledékek képviselik. A Déli Bakonyban, Úrkút—Padrag—Halimba—Nyirád vidékén, a kőszénképződést csak helyi jellegű, kiékelődő telep (Úrkút), általában pedig kőszenes agyagzsinórok jelzik, édesvízi és csökkentsósvízi agyag, agyagmárga és miliolinás mészmárga kíséretében. Az említett halimbai bauxitkutató fúrásokban a 0—10 m agyagösszlet fölött, 10—15 m miliolinás mészkő és mészmárga van.

Az alsóeocén kőszénképződéses üledékképződési viszonyok tehát nem utalnak egységes folyamatos láptenyészetre. A Dunántúli Magyar Középhegység területén, az egykori térszíni alakuláshoz igazodó, egymással többé-kevésbé összefüggő édesvízi tavak, tengermenti, lefűződött lagunamocsarak voltak, amelyekben a tiszta tavi és a mocsári szakaszok egyenlőtlen váltakozása szerint kőszén, szenes agyag vagy édesvízi mészkő keletkezett. A tengertől való távolságtól függően, időszakonként csökkentsósvízi puhatestűekkel jelzett, tengeri beütésekkel. Ilyenek főként a kőszénösszlet felső részében, a Tatabányai medencében és kelet felé az Esztergom vidéki medencében vannak, Szőts szerint fluviomarin jelleggel, jelezve a tenger lassú, fokozatos térhódítását. Nyugaton, az Északi és a Déli Bakonyban (Dudar, Úrkút) a kőszénösszlet meddő közbetelepülései tengeribb jellegű puhatestűeket tartalmaznak. A kőszénképződés keleti, édesvízi mocsártenyészete nyugaton tengermenti láptenyészetté válik.

Az édesvízi, lagunás kőszénképződés területén a kőszénösszlet alsó részében agyagos barnakőszén, kőszenes agyagpala, felső részében tisztább barnakőszéntelepek vannak. A teleprészek változó vastagságúak, egyenlőtlen kiterjedésűek, kivastagodnak, elvékonyodnak, meddő közbetelepülésekkel megosztódnak vagy összeolvadnak. A kőszénösszlet peremi, agyagpalás kifejlődése mindenütt jól fölismerhetően közeli partszegélyt jelez (Ebszőny—Mogyorós—Bajót—Bajna). Lábatlan körül az édesvízi mészkő jut túlsúlyra, vékony kőszénzsinórokkal.

Tengeri rétegösszlet

Az alsóeocén, süllyedéssel járó fokozatos tengerelöntése, a kőszénképződést lezáró csökkentsósvízi üledékképződéssel, általánossá vált tengeri rétegösszletet eredményezett. Az üledékképződés fokozatos megváltozását jelzik az átmeneti csökkentsósvízi rétegek és azok homokos, kőszenes agyagrétegeiben a nagyobb kőszénmedencékben (Tatabánya—Pilisvörösvár) található vékonyabb kőszéntelepecskék. Az utóbbiak kíséretében a Pilisvörösvár—nagykovácsi medencében édesvízi mészkő is mutatkozik, a kőszénösszlet édesvízi molluszkáitól eltérő alakokkal.

A Hantken által „cerithiumos", Rozlozsnik által „alsó elegyesvízi" rétegeknek nevezett, világos vagy sötétszürke, többé-kevésbé szenes, homokos

agyagmárganak jellegzetes faunaelemei: a *Melanatria auriculata, Tympanotonus hantkeni, Globularia incompleta, Cantharus brongniarti, Brachyodontes corrugatus, Anomia (Paraplacuna) gregaria, Tivelina pseudopetersi*, jobbára megvannak a kőszénösszlet hasonló jellegű közbetelepült rétegeiben is. Ezeken az általánosan elterjedt fajokon kívül Szőts egyes medencékre szorítkozó alakokat is megkülönböztetett. Így Tatabányán és a Pilisi medencében gyakori az *Ampullina perusta, Tympanotonus calcaratus*, az Esztergomi és Pilisi medencében a *Meretrix hungarica* és a *Meretrix tokodensis*, a Pilisi medencében a *Cerithium hofmanni*. Ezek és több más, Szőts tanulmányaiban megállapított faunaelem-különbségek nem nevezhetők véglegesnek, sem jelentősnek, további gyűjtésekkel még módosulhatnak. A fauna csökkentsósvízi jellegét a gyér Foraminiferák aprótermetű volta leginkább kifejezi.

Ennek a csökkentsósvízi faunának azonos lagunakifejlődése a gánti, melániás mészkővel és agyagos kőszénrétegek kíséretében található, igen gazdag puhatestű fauna, amit Zittel „fornai rétegek" néven ismertetett, és az ő nyomán a legutóbbi időkig tévesen középsőeocénbe soroltak. A gánti fauna jellegzetessége Szőts újravizsgálata szerint a *Tympanotonus hantkeni* helyettesítő faja, a *Tympanotonus hungaricus*, amely eddig sehol másutt nem volt található. A gazdag fauna többi alakjai a másutt is ismert alakok, általában csaknem rendes sósvízi jellegűek. Hasonló faunájúnak tartja Szőts a fehérvárcsurgói bauxitfedő eocén rétegeket is. Fölmerülhet az a lehetőség, hogy ezek a gazdag faunák talán a lagunák vizének a bauxitkörnyezetből eredő nagyobb pH-jával vagy nagyobb hőmérsékletével is kapcsolatba hozhatók.

A csökkentsósvízi átmeneti rétegeket a Vérteshegység északnyugati oldalától kezdődően a Bakonyhegység egész területén tengeri jellegű, partközeli és sekélytengeri homokos márga-, homokos mészkő- és agyagos homokrétegek váltják föl. Ezek a rétegek nummuliteszes—alveolinás—korallos—bryozoás puhatestű faunájukban a Dunántúli Magyar Középhegység keleti részében csak a lutéciai emeletben jelentkező elemeken kívül, a Mte Postale alsóeocén faunájával azonos alakokat tartalmaznak. Ez a rétegösszlet Pusztavám—Mór vidékén vastag ostreás paddal zárul. Gyakori alakjai *Ampullina perusta, Deshayesia alpina, Velates schmideli, Bayania melaniaeformis, Cerithium subcorvinum, Clavilithes noae, Strombus fortisii.*

Szőts szerint itt a csökkentsósvízi rétegek oldalasan tengeri rétegekbe mennek át, s tovább délnyugaton, a bakonyi területrészeken mindvégig tengeri rétegek felelnek meg a keleti részek csökkentsósvízi rétegeinek.

Az Északi Bakonyban Kisgyónig ez a kifejlődés mutatkozik, elvékonyodó ostreás paddal. Dudartól kezdve partközeli agyagos homok-, Zirc—Bakonybél között agyagkifejlődés van. Dudaron a *Nummulites laevigatus* és *Nummulites aturensis* tömeges megjelenésén kívül igen gazdag puhatestű fauna van, *Turritella tokodensis* alakkal, ami itt a legrégibb alsóeocén tengeri faunát képviseli.

A Déli Bakonyban miliolinás—molluszkás homokos agyagmárga és márgás homokkő van, a dudari faunával egyező puhatestűekkel, köztük a jellegzetes *Campanile urkutense*-vel.

Mindezeket a középhegységi különböző szárazföldi, édesvízi, lápvidéki, csökkentsósvízi és tengeri rétegeket Szőts legújabban a szerinte tágabb értelemben vett, középsőeocénbe sorolt londoni (szparnakumi) emeletbe tartozónak tekinti. A monszi és tanéti emeletben, a Dunántúli Magyar Középhegység ezen kívüleső része még kiemelkedett szárazföld maradt. Az alsóeocén felső tagozatában, Szőts szerint, a londoni emelet felső részében, a tenger egészen birtokba vette az eocén öblök, lagunák, medencék területét, és folytatólagos üledékképződéssel, elhatárolhatatlan tengeri rétegek keletkeztek. A keleti részeken a csökkentsósvízi molluszkás rétegek szürke foraminiferás agyagmárgába mennek át, a csökkentsósvízi rétegek gyérebbé vált, vékonyabb héjú és apróbb termetű molluszkáival. A puhatestűek helyett inkább a Foraminiferák jellemzők: *Operculina ammonea, Operculina granulosa, Discocyclina eocaena, Nummulites subplanulatus, Nummulites kovácsiensis* és sokféle apró *Foraminifera.*

A Tatabányai medencében ez a foraminiferás—operculinás agyagmárgaösszlet helyenként 5 méterig kivastagodó, zöldesszürke, homokos—glaukonitos, keményebb márgarétegekkel kezdődik. Az egész jellegzetes alsóeocént záró, szintjelző tengeri rétegösszlet vastagsága 60—70 m. Felső zárórétegei nyilvánvaló üledékföltöltődésből helyenként regressziót jelző kiédesedést mutatnak.

Ez a vékonyhéjú, gyér molluszkás—foraminiferás, sekélytengeri medencefácies, a Pilisvörösvár—nagykovácsi medencéktől az Esztergom vidéki, tatabányai, vértes-hegységi fedőhegységi kifejlődésekig 50—60 m vastagságig terjedően, azonos módon mindenütt megtalálható. E hegységszegélyi medencerészekben parti fácies nincs. A Tatabányai medence délnyugati részén és a Nagyegyházi medencében azonban miliolinás, apró nummuliteszes mészkő partközeli fáciesként mutatkozik. Iszkaszentgyörgyön a foraminiferás—molluszkás agyag miliolinás mészkővel váltakozik. Az Északi Bakonyban Zircig terjedőleg, sőt Bakonybél körül is, gyér molluszkás alveolinás—miliolinás mészkő, meszes homokkő és homokos mészkő alakjában nyomozható, felső részében sok *Nummulites (Nummulites aturensis* és helyenként *Nummulites perforatus)* van. A Déli Bakonyban is mindenütt ugyanezt az alveolinás—miliolinás mészkőösszletet találjuk az alsóeocén zárótagjaként. Az utóbbi tengeri tagozatokat Szőts a lutéciai emelet alsó részébe sorolja.

Összegezve a Dunántúli Magyar Középhegység változatos kifejlődésű alsóeocén tagozatát, általános jellegként adódik: *1.* a szárazulati minden fajtájú (szárazföldi, folyami, tavi, lagunás) képződményektől a tiszta tengeri kifejlődésig terjedő folyamatos üledékképződés. *2.* Az átmeneti kifejlődések egymásrakövetkező tagokkal, valamint térbeli egymásmelletiségben megállapítható összefüggése. *3.* Rétegtanilag ez a Tatabányai medencében is változó, 150 m legnagyobb vastagságú alsóeocén rétegösszlet az alsóeocén egészét képviseli, beleértve a londoni emeletet is. Az eocénnel födött bauxit, eocén előtti képződmény, kréta—eocén határon történt áthalmozódással és lepusztítással. *4.* A kőszénképződés különleges medencefenék ingadozásaitól illetve partvonal változásaitól eltekintve, az eocén tenger transzgressziója lassú, folyamatos előrenyomulással ment végbe, legtöbbször megfelelő abráziós törmelék nélkül. A kőszénképződés édesvízi lagunái, mocsárlápjai sekély voltuk szerint melegebb vízhőmérsékletűek lehettek. Ezt bizonyítja a jelentős édesvízi, helyenként pizolitos mészkőképződés. A víz hőmérsékletváltozására mutat az előretörő tengerben a hidegebb vizet jelző glaukonitképződés. Az alapbreccsia anyaga nem abráziós pusztításból, hanem a megelőző szárazföldi időszak, jobbára száraz éghajlatú, fizikai mállási törmelékéből ered, kevés koptatottsággal. *5.* Föltűnő, hogy ebben az alaptörmelékben, mint a kréta időszakban láttuk, még mindig túlnyomólag a mezozóos alaphegység, leginkább annak ellenállóbb tűzkőanyaga található. A Tatabányai medence nyugati részén és a Vértes-hegység északnyugati fedőhegységében mutatkozó kvarckavics és kvarchomok, koptatottsága szerint is, távolabbi, a Kisalföld felőli oldalról származik. Ugyanebből az irányból származtathatjuk a rétegösszlet későbbi homokos és agyagos rétegeinek anyagát is. Ez az egyik oka annak is, hogy ezek a törmelékes kőzetek a mezozóos alaphegység belsőbb, déli eocén medencerészeiben alárendeltebbek, s itt mindinkább a mészkőfácies jut előtérbe. Ezeknek a kérdéseknek megoldása további részletes üledékkőzettani összehasonlító vizsgálatok föladata.

Középsőeocén

A Dunántúli Magyar Középhegység alsóeocén szigettengere a középsőeocénben állandósult tengerrel nyílt epikontinentális jellegűvé vált, kisebb parteltolódásokkal és fenékingadozásokkal, legnagyobb részt partközeli üledékekkel. Helyenként időszakos föltöltődéssel vagy részleges lefűződéssel fölhígult, csökkent sótartalmat jelző faunát és helyi jellegű kőszénképződést is találunk. A nagyobb medencékben (Tatabánya) a medenceüledékek és a parti képződmények megkülönböztethetők, előbbiek agyagos—márgás anyaguk túlsúlyával, utóbbiak durva mészkő és szerves vázakból létesült mészkő- vagy mészmárgaanyaggal.

A középsőeocén tengeri rétegek az alsóeocén londoni (iprezi) emeletbe sorolt tengeri rétegekből folyamatos üledékképződéssel fejlődtek ki. Ezért ilyen helyeken az elhatárolás nehéz, különösen a medencék belsejének agyagos kifejlődésében. A peremi részeken a lutéciai emelet képződményei túlterjednek az alsóeocén rétegeken, s közvetlenül az alaphegységre települve, folyamatos transzgressziót jeleznek. A középsőeocén rétegösszletet, fácieskülönbségek fölismerése mellett, szintekre osztani is nehéz. Leginkább a faunaeloszlás szerint lehet megkülönböztetéseket tenni. A felsőeocén felé is folytonos üledékképződés és tengeri kifejlődés van, gyakran ugyancsak nehéz elhatárolással.

A helyenként gazdag molluszka fauna mellett az egész összletben jellemzők a nagy *Nummulites*-félék, *Nummulites perforatus*, *Nummulites millecaput*, *Assilina spira* és a kisebb *Nummulites striatus*, néha kőzetalkotó mennyiségben is. A középsőeocén alsó részében a perforatás mészkő és márga hézagtalan, folytonos üledékképződéssel molluszkás rétegekbe megy át; felső részében a striatás rétegek vannak. Ezeken a főbb tagozatokon belül, a különböző medencerészeken, más-más vezető alak szerint megkülönböztetett rétegsorrendet találunk. A nummuliteszes rétegek vezetőszerepét kidomborítja a „főnummuliteszes mészkő" megjelölés.

A „főnummuliteszes mészkő" meglehetősen egyveretű, kemény, többnyire tiszta mészkő, gyakran a felső tagozatában márgás kifejlődésű, törmeléktől mentes. Alsó részében a kezdőrétegek alapbreccsia vagy konglomerátum jellegűek, mindig az alattuk levő mezozóos rétegek anyagából. Faunájában az egyes rétegekben kőzetalkotó *Nummulites*-félék közül a *Nummulites perforatus* az alsóbb rétegösszleteket, a *Nummulites millecaput* a felsőbbeket jelzi. A ritkábban mutatkozó korallok, Bryozoák, rövidfarkú rákok és cápafogak mellett gyakoriak a jellegzetes, nagytermetű, vastaghéjú puhatestűek, túlnyomólag csak kőbelek alakjában. Ezek között leggyakoribb a *Tubulostium spirulaeum*, a *Velates schmideli*, *Rostellaria ampla*, *Campanile (Cerithium)*-félék, *Crassatella subtumida*, *Ostrea roncana*, *Corbis major*, fúrókagylók, *Pecten*-félék, *Spondylus rarispina*, *Spondylus buchi* és *Nautilus*-félék. A tüskésbőrűek közül gyakoriak az *Echinolampas*-, *Schizaster*-félék és a nagy *Conoclypeus conoideus* (Ajka, Tatabánya).

Mindezek a jellegzetes partszegélyi és partközeli alakok erős vízmozgatottságú övet jeleznek. A partvonalaktól távolabb, a nummuliteszes mészkő agyagos—márgás rétegekbe megy át, azonos faunával, tehát nem jelez mélyebbvízi üledékképződést.

A középsőeocén üledékképződés ilyen nummuliteszes mészkő, márga és agyag alakjában a Tatabányai medencében és ettől délnyugatra a Bakonyhegységben végig, lényegesebb különbségek nélkül mutatkozik. Az esetleges fácieskülönbségek főként a környező szárazföldekről származó változó törmelékanyagszállítással magyarázhatók.

A Bakonyhegység középsőeocénjében az alsóeocén alveolinás—nummuliteszes mészkő *(Nummulites laevigatus)* fölött a főnummuliteszes mészkő *(Nummulites perforatus, Nummulites millecaput, Assilina spira)*, glaukonitos nummuliteszes mészkő és foraminiferás—molluszkás agyagmárga foglal helyet, a felsőeocénbe is átvezető rétegekkel. A Vérteshegység nyugati részén Mór—Oroszlány—Várgesztes körül a perforatás—striatás rétegek a középsőeocén alsó részében mutatkoznak, míg a felső tagozatot foraminiferás—molluszkás agyagmárga tölti ki. Helyenként ezek a tagok, valószínűleg az oligocéneleji lepusztulásból eredően, hiányoznak.

A Tatabányai medencében az alsóeocént záró tengeri rétegekre szintén a főnummuliteszes összlet tagozatai következnek: alsó perforatás—brongniarti, felső perfora-

tás, foraminiferás, molluszkás agyagmárga- és felső molluszkás, striatás, homokos márgarétegek. Szőts Endre az alsó és a felső perforatás rétegösszlet között lepusztulásos diszkordanciát állapított meg. Ezt a fenékingadozást jelzik a csökkentsósvízi közbetelepülések a felső perforatás rétegösszletben, az alsóeocén csökkentsósvízi rétegeivel egyező faunaelemekkel. Ezek a közbetelepülések nem szintállók, éppúgy mint a rétegösszlet felső részében mutatkozó kiékelődő, változó helyzetű és vastagságú kőszéntelepek vagy -zsinórok sem. A parti kifejlődést képviseli a főnummuliteszes mészkő és a molluszkás homokos striatás rétegösszlet.

Lényeges különbség van a keleti területrészeken. Az Esztergom vidéki kifejlődésben a középsőeocén alsó tagozata főnummuliteszes mészkő, meszes homokkő és korallos agyag *(Nummulites perforatus)*, majd foraminiferás—molluszkás márga és homokkő, csökkentsósvízi, kőszenes agyagrétegekkel, nagyvastagságú, jobbára szervesmaradványok nélküli homok és homokkő következik (striatás rétegek). Végül felső molluszkás homokkő zárja le a középsőeocént. A homokkőösszletben, csökkentsósvízi és édesvízi fauna kíséretében, két vagy három, művelésre érdemes barnakőszéntelep is van, a régebbi helytelen fölfogás szerinti „fornai" telep, helyesebben a „striatás" telep. A kísérő édesvízi mészkő, mészmárga, szenes agyag jellemző alakja a *Brotia hantkeni*. Ez a valószínűleg allochton jellegű kőszénképződés a medence föltöltődéssel járó kiemelkedését jelzi. Szőts szerint a felsőlutéciai kőszénképződmény és az alsólutéciai tengeri tagozat között itt is lepusztulásos diszkordancia van, mint a Tatabányai medencében és a Gerecsehegység északi részén is.

Az üledékképződésben föltűnő változás a tiszta kvarcanyagú durva homok és kavics, ami ilyen mennyiségben először mutatkozik a Dunántúli Magyar Középhegységben. Ez folyóhordalék jellegű, s anyaga kétségtelenül északról származhatik. Ezekre a száz métert meghaladó vastagságú rétegekre az Esztergom vidéki medencében, majd tőle a Gerecsehegységig s dél felé Gyermelyig terjedően homokos, molluszkás agyagmárga és homokkő következik, *Nummulites striatus* és a jellegzetes vastaghéjú, nagy alakokból álló gazdag faunával. Ezek a rétegek a Tatabányai medence nummuliteszes mészkő- és agyagmárgaösszlete fölött, a medencebeli „felső molluszkás" rétegeknek felelnek meg, Tatabányán *Nummulites perforatus* mellett gyérebb molluszka faunával.

A pilisi medencerészben a középsőeocén rétegösszlet ugyancsak az alsóeocén operculinás—molluszkás márgarétegek folytatólagos üledékeivel kezdődik, azonos faunaelemekkel. Fölfelé mind sűrűbben miliolinás—orbitoliteszes—alveolinás mészkőrétegek iktatódnak be, amelyek a partok felé állandósuló mészkőösszletet adnak, a medence felé pedig agyagmárgába mennek át. Ez a miliolinás—alveolinás mészkőösszlet a főnummuliteszes mészkövet helyettesítő parti fácies. A kőszénképződéssel jelzett kiemelkedés fokozottabb mértékben jelentkezik a Budai hegységben (Pilisvörösvár) a középsőeocén felső részében, vagy a perforatás rétegek fölött üledékhiánnyal, majd diszkordanciával, alapkonglomerátummal, megújuló csökkentsósvízi (27 m), majd édesvízi mészkőrétegösszlettel (25 m), vékony kőszéntelepekkel és kőszenes agyaggal.

Mindezeket összefoglalva, a Dunántúli Magyar Középhegység középsőeocén összletének kifejlődése azt mutatja, hogy mint az alsóeocénben, nyugaton (Bakony) egyenletesebb, zavartalan tengeri kifejlődés van, míg keleten, már Tatabányától kezdődően nyugtalanabb, fenékingadozásokból következő üledékképződés mutatkozik, csökkentsósvízi, édesvízi beütésekkel, kőszénzsinórokkal, sőt kőszénképződéssel. Helyenként és időnként megismétlődött feltöltődésből származó kiemelkedések ezek, amelyeket újabb tengerelöntés követ. Ezt az ingadozást a Nagyegyházi medencében is észleljük, ahol a mélyfúrási adatok szerint a jól tagolt tengeri rétegösszlet vastagsága 100—200 m között változik. Összetételében a mészkő uralkodik. Itt az alsóeocén kőszénösszlet zárótagjául tekinthető csökkentsósvízi molluszkás rétegekre, a tatabányai foraminiferás agyagösszlet nélkül, közvetlenül az apró molluszkás, agyagos átmeneti rétegek következnek, miliolinás—alveolinás, végül nummuliteszes (striatás) mészkőrétegekkel. Ezen belül, több szintben, többnyire kőszenes agyag vagy agyagos kőszén alakjában, nem szintálló módon, az alsóeocén határától 60—80—100 m távolságban a középsőeocén csökkentsósvízi—édesvízi nyomok mutatkoznak.

A középsőeocén sorozat változó tengerszintből következő kifejlődésbeli különbségei délkelet felé a Budai hegységben réteghiányban jelentkeznek. Csak a középsőeocén felső részébe tartozó kőszenes nyomok vannak meg Budakeszi és Budapest—Csillaghegy külszíni föltárásaiban, a felsőeocén nummuliteszes—discocyclinidás mészkő alatt, közvetlenül a triász rétegekre transzgredáló módon. Ezt a transzgressziós kifejlődést nyomozhatjuk a pesti oldalon, a Naszály déli lejtőjének fedőhegységében, Kósdon is. Itt az egykori bányaföltárásban dachsteini mészkő alapkonglomerátum fölött édesvízi bitumenes mészkő, *Brotia hantkeni* és kőszéntelep, majd 22 m vastag, sötétszürke, csökkentsósvízi molluszkás agyagmárgarétegek vannak, amit annak idején a középsőeocén felső részébe soroltunk és a dorogi hasonló kőszénösszlettel azonosítottuk. Ezt a Gerecsehegység északi részétől nyomozható édesvízi tagozatot Szőts megelőző kiemelkedést követő újabb tengerelöntésként tekinti. A keleti részeken, különösen a pesti oldalon, az eocéneleji transzgressziónak fokozatosan későbbi jelentkezését képviseli.

Ugyanezt a középsőeocén kifejlődést mutatják a mélyfúrásokból megismert medencebeli adatok is. A legrégebben ismert városligeti artézi fúrásban Zsigmondy Vilmos szerint 905,26—916,17 m között mészmárga s alatta 0,85 m vastag kőszéntelep következett, közvetlenül triász dolomitra települve. Eocén miliolinás, bitumenes mészkövet ismertünk meg a gödöllői és turai legújabb mélyfúrásokban, sőt a Bugyi II. sz. fúrásban is. Ezek szerint az eocén fokozatos térhódítása északkeleti irányban, az Alföld északi szegélyén is nyomozható.

A középsőeocén szárazföldi tagozatául tekinthetjük a Velencei hegység északnyugati szélén, a lovasberényi fúrásban, a felsőeocén nummuliteszes mészkő alatt észlelt 100—200 m vastag alaphegységi durva törmelékanyagot is. A középsőeocén végén indult tengeri üledékképződésre utal az úrhidai mélyfúrásban megismert, az ottani kristályos vonulatra transzgredáló discocyclinidás—nummuliteszes mészmárga és homokkő is (*Nummulites millecaput*), az alján megfúrt fillittörmelékes, durva kvarcitkavicsos alapkonglomerátummal (310—340 m).

Felsőeocén

A Dunántúli Magyar Középhegységben a középsőeocén tengeri üledékképződés a megfelelő területrészeken folytatólagosan, mint láttuk, helyenként elhatárolatlanul megy át a felsőeocénba. Vonatkozik ez különösen a nyugati medencerészekre, a Déli Bakonyra, Vérteshegységre és Tatabányára is, elsősorban a nummuliteszes mészkő kifejlődésekre és a foraminiferás márgára. A keleti részeken, a középsőeocénvégi csökkentsósvízi, édesvízi kőszenesedést követőleg újból tengeri üledékek vannak, a tenger újabb benyomulásával. Ez a benyomulás keleten és délkeleten (Budai hegység, Velencei hegység, Kósd) új térfoglalást, valóságos transzgressziót jelent, megfelelő alaptörmelékkel. A középsőeocén felé történő elhatárolást kérdésessé teszi ezeken a részeken is a transzgresszió időpontjának középsőeocénvégi vagy felsőeocénkezdeti meghatározatlansága. Szőts szerint az eocén tenger a bartoni emeletben volt legnagyobb területű, amikor a Cserhát—Mátra—Bükkhegységre is kiterjedt.

A bartoni emelet üledékei kőzetkifejlődésben a középsőeocénbeliekkel egyezők. Alsó részében uralkodólag lithothamniumos, discocyclinidás—nummuliteszes mészkő, felső részében pelites, foraminiferás agyagmárga és mészmárga mutatkozik. Vastagságuk többnyire meghaladja a középsőeocén rétegek

vastagságát, száz méteren fölüli értékkel. Fácieskülönbségek itt is mutatkoznak, sőt a vastagság is az utólagos lepusztítás mértéke szerint változik, sőt helyenként az egész felsőeocén le is pusztult (Északi Bakony nyugati és északi pereme).

A Bakonyhegység határozottan tengeri jellegű kifejlődésében a középső-eocén parti főnummuliteszes mészkő nyílttengeri, medencefáciese a *Clavulinoides szabói*- és *Hantkenina kochi*-tartalmú agyagmárga. A felsőeocénben folytatódó főnummuliteszes mészkő fölfelé mészmárgába, majd agyagmárgába megy át azonos faunaelemekkel, helyenként *Nummulites millecaput*-tal is. Megkülönböztetést ad a *Discocyclina papyracea* és a *Tubulostium spirulaeum* gyakorisága. A nagy *Nummulites*-félék eltűnnek, és a túlsúlyra jutó Discocyclinidák mellett az aprótermetű *Nummulites tschichatscheffi* szerepel. A Déli Bakonyban, Padrag—Halimba körül az eocén sorozat felső része szürke, 30—40 m vastag, discocyclinidás mészmárga- és szürke globigerinás agyagmárgarétegekkel zárul. Az utóbbi 20—40 m vastag rétegösszletében tufitos és amfibolandezit-tufarétegek vannak. A tufa néha erős halmirolitos elváltozást mutat.

Ezt az amfibolandezit-tufabetelepülést, hasonló rétegtani helyzetben, tehát a bartoni emelet felső részében megtaláljuk a Dunántúli Magyar Középhegység többi területein is. Zirc, Dudar és Csernye vidékén glaukonitos, foraminiferás agyagmárga és tufitos homokkő ismeretes. A tufa a fehérvárcsurgói mélyfúrásokban is folytatódik, ugyanúgy a Vérteshegység Mór—Oroszlány—Várgesztes vonalában, globigerinás agyagmárgával, discocyclinidás —nummuliteszes mészkőösszlet fölött. A Budai hegység legrégibb irodalmában „trachittufa" néven szerepel (Szabó József, Koch Antal). A lovasberényi mélyfúrásokban a felsőeocén lithothamniumos—nummuliteszes rétegösszletben nagy vastagságú amfibolandezit-tufaösszletet ismerünk (Mauritz Béla). Végül Úrhidán, a fillitre transzgredált discocyclinidás—lithothamniumos mészkő- és bryozoás márgaösszletben, ugyancsak amfibolandezittufa mutatkozott. Ezek szerint az amfibolandezittufa a Dunántúli Magyar Középhegység felsőeocénjében általános elterjedésűnek tekinthető. Szőts a Déli Bakonyban és Fehérvárcsurgó körül már a középsőeocén főnummuliteszes összletből is említ tufás rétegeket.

A bakonyi fedőhegység eocén kifejlődése jelentős új adattal bővült a várpalotai helvéti rétegek területén lemélyített földtani alapfúrással. Itt a 236 m mélységig átharántolt helvéti rétegösszlet alatt 338 m-ig terjedően a raibli dolomitra települt teljes eocén sorozatot állapították meg. Az alsóeocén a szabványos tarkaagyaggal, édesvízi kőszénösszlettel kezdődik (3,5 m), majd miliolinás—alveolinás és csökkentsósvízi molluszkás rétegek többszörös váltakozásával folytatódik, végül kőszenes agyag, égőpala, szenesedett növényi részek, édesvízi mészkő és mészmárga közbeiktatásával fokozatosan sósabbvízi, molluszkás rétegekkel zárul (311—338 m). A középsőeocén durva dolomitkavicsos konglomerátummal indul, glaukonitos, nummuliteszes, orbitolitesżes, discocyclinidás, molluszkás, homokos mészkővel és mészmárgával folytatódik felső részében biotitos andezittufás részekkel (265—311 m). Végül a felsőeocén bartoni emelet hasonlóképpen kissé glaukonitos, biotitos, gyér foraminiferás, alsó részében bentonitos, 226—265 m között vastag biotitos andezittufával (*Discocyclina papyracea*, apró *Nummulites*, *Chlamys*) van képviselve. Ez az eocén rétegösszlet a Déli Bakony eocén kifejlődését mutatja, a felsőeocén nagyobb részének a helvéti emeletet megelőző szárazföldi időszak alatti lepusztulásával.

A Vérteshegység északnyugati fedőhegységében a bartoni emeletet is nyílttengeri foraminiferás agyagmárga képviseli (*Clavulinoides szabói*). Ez itt is discocyclinidás—nummuliteszes agyagmárgára települ az említett andezittufarétegekkel.

A Tatabányai medencében és a nagyegyházaiban is, discocyclinidás agyagmárga, majd nummuliteszes—discocyclinidás—lithothamniumos mészkő található. Ez a barton emeletbeli kifejlődés kelet felé, a Gerecsehegység északi szegélyén és az Esztergom vidéki medencében is hasonló módon nyomozható. Itt a mészkő felsőbb részében foraminiferás agyagmárgával váltakozik, majd az utóbbi túlsúlyra jutva, *Clavulinoides szabói* maradvánnyal, Bryozoákkal és vékonyhéjú molluszkákkal nagyvastagságú rétegösszletté válik.

A Budai hegységben csak a barton emelet parti kifejlődését, a nummuliteszes—discocyclinidás—lithothamniumos mészkőösszletet találjuk, gyakori



90. ábra. Kréta előtti és alatti őskarsztformák, krétavégi szárazföldi (T) és barton emeletbeli transzgressziós (Bt) és szubgressziós (Bs) képződmény kitöltéssel, Csillaghegy (Rókahegy), (Kriván P. felv.)

jellemző faunaelemekkel (*Discocyclina papyracea*, *Nummulites fabiani*, *Pecten biarritzensis*, *Spondylus*, *Echinanthus*, *Echinolampas*, rákok, *Lithothamnium*). Mindenütt transzgressziós alaptörmelékkel, többnyire breccsiával települ a triász rétegekre.

Ebben az alapkonglomerátumban Budaörsön és Csillaghegyen mállott andezittufakavics és Pilisszentivánon tufaréteg is van. A Pilisszentiván és Nagykovácsi közötti gerincen, a durva alapkonglomerátumban igen sok raibli mészkőgörgeteget és dolomitmagvú körkörös rétegzettségű édesvízi mészkőpizolitot találunk. Az utóbbiak borsótól emberfejnagyságig terjedők, kétségtelenül a középsőeocén végén történt kiemelkedés melegvízi, szárazföldi képződményei.

A lithothamniumos—nummuliteszes—discocyclinidás mészkő a Budai hegyekben sok helyen régi nagy föltárásokból (Kissvábhegy—Mátyáshegy—

Zugliget—Budaörs) igen gazdag faunát szolgáltatott. Mindenütt általános elterjedést jelző biotitos amfibolandezit-tufarétegeket is tartalmaz. Teljes vastagsága száz métert meghaladó lehet. Felső részében márgapadok is települnek bele, majd helyenként (Martinovicshegy) bryozoás márga következik fölötte. Ez a bryozoás márgaösszlet a Szépvölgyben is kapcsolódik a mészkőhöz. Az Esztergom vidéki medencében, Mogyorósbánya körül is a discocyclinidás—nummuliteszes mészkőből fejlődik ki. Szőts szerint a Budai hegységben a bryozoás márga eróziós diszkordanciával, alapkonglomerátummal és breccsiával települ a mészkőre vagy néhol azon túlterjedve, a triász tagokra is. Laza, likacsos—sejtes kilúgozott szövetű, gyakran erősen átkovásodott, különösen a laza, porló márgaanyagban levő *Bryozoa*-törzsek.

A bryozoás márga gazdag faunájában kis alakú *Nummulites budensis*, *Discocyclina papyracea*, *Krinoidea* nyéltagok, sok jellemző tüskésbőrű, a *Pecten biarritzensis* és a *Spondylus radula* is megtalálható, lényegében tehát a discocyclinidás mészkő faunájával egyezik. Felsőeocénba tartozása vitathatatlan.

A Budai hegység fedőhegység összletében jelentős szerepe van a „budai márga" néven ismert összletnek, ami a bryozoás márgából fejlődik ki lithothamniumos mészkő és márgapadok átmeneti rétegeivel. Általában tömött, finomszemű mészmárga, keményebb táblás—lemezes meszesebb és márgásabb, lágyabb pados rétegekkel, helyenként kovás, vékonyleveles—palás. Sztrókay Kálmán a „budai márgát" részletesen vizsgálta, és benne kvarc, csillám, földpát, pirit, limonit, leggyakoribb ásványokon kívül, turmalint, cirkont, rutilt, amfibolt, magnetitet, epidotot és glaukonitot is talált. Ezenkívül metamorf kőzetek mállásából származó disztén, sztaurolit, tremolit is mutatkozik, amelyek ilyen kőzetekbe csak távolabbról kerülhettek. A többi ásványt, Vendl Aladár rupéli foraminiferás agyagvizsgálati eredménye nyomán, nyugat felé, a Zsámbék—biai medence helyén föltételezett kristályos alaphegységből származónak gondolja. A „budai márgát" síkpartú, csendes, kismélységű tenger üledékének tartja. Andezittufás betelepüléseket is tartalmaz. Kovásodása, a bryozoás márga kovásodásával együtt, utólagos, epigenetikus, részleteiben még nem vizsgált folyamat. Ifj. Dudich Endre a bryozoás és budai márga ásványos összetételére vonatkozó újabb vizsgálataiban arra az eredményre jut, hogy a Budai hegység paleogén üledékeinek allochton ásványai, a nummuliteszes mészkőtől a rupéli agyagmárgáig bezárólag, azonos lehordási területről, a Velencei hegység felől származnak. Az alsóoligocénben, az eocénvégi kiemelkedés nyomán, esetleg már északról is („hárshegyi homokkő") jöhettek.

Faunájában a bartoni emelet még megtalálható alakjai mellett a lattorfi faunaelemek jutnak túlsúlyra. Kevés Foraminiferája között a *Clavulinoides szabói* is megvan. Bryozoák helyenként a mélyebb tagozatot jellemző mennyiségben mutatkoznak. A kagylók között gyakori a *Pecten biarritzensis*, *Entolium bronni*, *Spondylus buchi*, *Lima szabói*. Jellemző faunaelemei a tüskésbőrűek, amelyek gyakoriságukkal már legrégibb irodalmunkban szerepelnek (Pávay Elek). Újabban Szörényi Erzsébet korszerű földolgozása alapján említhetjük a *Cidaris*-féléket, *Conoclypeus*, *Fibularia*, *Pávaya corvini*, *Clypeaster biarritzensis*, *Echinolampas subsimilis*, *Trachypatagus hantkeni*, *Schizobrissus*-féléket, *Schizaster lorioli*, *Pericosmus budensis* és *Periaster széchényii* alakokat. Ezek közül a *Clypeaster*-félék föltűnően felsőeocénre jellemző, biarritzi rétegekkel azonos fajok. Gyakoriak a Terebratulinák. Ezenkívül halmaradványok és gyakori *Meletta* pikkelyek is találhatók.

A márgaösszlet faunája csendesvizi sekélytengert jelez, a partoktól nem nagy távolságban. Ezt mutatja a szárazföldi származású anyagok nagy mennyisége és az elég gyakori levél- és más szárazföldi növénymaradvány. A lattorfi, partszegélyi homokkőhöz és konglomerátumhoz való viszonyát közvetlen föltárásban nem ismerjük. Üledékképződési következtetéssel, annak heteropikus fáciese lehet, de annál egy árnyalattal mélyebb szintet is képviselhet. Szőts szerint ugyanis a „hárshegyi homokkő" képződése részben már a bryozoás márgával egy időben kezdődött. Valóban, a kovás palás, melettás márga elterjedése, a nógrádi rögökben, Nézsa mellett is arra mutat, mintha a partszegélyi lattorfi homokkő helyettesítője volna az alsóoligocén alján, közvetlenül a dachsteini mészkő egyenetlen felszínére települve. A romhányi Délhegyen, Bartkó Lajos szerint, a partszegélyi homokkő- és a szárazföldi tarkaagyagösszlet alatt foglal helyet, Majzon szerint foraminiferái és *Cardium lipoldi* alapján alsóoligocénbe tartozik. Nem csökkentsósvízi azonban, mint Bartkó írja, hanem határozottan tengeri. Hasonló helyzetű képződményeket említ id. Noszky Jenő Szendehely körül, az ottani szárazföldi összlettel kapcsolatban.

Utalnunk kell itt Krutzsch és Lotsch egyik legújabban megjelent tanulmányára (Geologie, 6. 1957), amelyben reámutatnak a lattorfi emelet mikroflórájának, mikro- és makrofaunájának a felsőeocénnel való szoros kapcsolatára. Szerintük a németországi latdorfi rétegek faunájában, a barton emeletet jellemző faunaelemek vannak. Ezek alapján a latdorfi emelet a nyugateurópai felsőeocénnel azonos. Ugyanakkor az eddig középsőoligocén felső részébe sorolt „szeptáriás" agyag az alsó- és középsőoligocén együttest képviseli.

Mindezek a részletek a márgaösszletnek általános egyveretű kifejlődését és a partszegélyi homokkő—konglomerátumot helyettesítő voltát igazolják. Erre utalnak a Budakalász határában lemélyített régebbi kőszénkutató fúrások, amelyek közül az 1. sz. fúrásban a „hárshegyi homokkövet", a mintegy 2—3 km távolságban délebbre levő 2. sz. fúrásban, Vitális Sándor megállapítása szerint, 140 m vastag rupéli foraminiferás agyagmárga alatt 16 m vastagságban a „budai márgát" fúrták meg. Az utóbbi a 186 m vastag jellegzetes felsőeocén mészkőrétegekre települt, a budai részekkel azonos módon. Alatta (352—364 m) a nóri dachsteini mészkőbe jutottak. A márgakifejlődés itt a partoktól távolabb, a medence felé finomabb üledékanyaglerakódást jelent. Ez a jellegzetes nyílt sekélytengeri képződmény, eocén—oligocén átmeneti márgaösszlet. Nyílttengeri jellegét a Buda vidéki márgaösszlet felső részében pteropodás (*Valvatella oligocaenica*) közbetelepülések is jelzik.

Nyílt kérdés még a „budai márgának" a „bryozoás márgával" való kapcsolata, illetve azzal együttes rétegtani helyzete. A budai bryozoás márgát az eocén zárótagjaként ismerjük. Faunája jobbára eocén elemekből adódik, *Discocyclina-*, *Nummulites*-félékkel, *Pecten biarritzensis*, *Pecten corneum*, *Spondylus radula* alakokkal. Vannak azonban az oligocénrel jelemző puhatestűek, *Pecten* mint *bronni* és *Pholadomya puschi* is. Kétségtelen, hogy a korbeli szétkülönítést a nem nagy faunakülönbség magában véve nem indokolhatja, tehát mesterkélt, mert mint láttuk, a bryozoás márga felfelé a „budai márgába" megy át. Nem lenne ésszerűtlen tehát, ha az egész márgaösszletet egységes képződményként az alsóoligocénbe átvezető tagnak tekintenénk. Így az eocén mészkőképződéssel szemben, fokozatosan agyagossá váló üledékváltozással összefüggő üledékciklust kapunk. A hiányos térbeli elterjedést utólagos lepusztulással magyarázhatjuk.

A kérdés folyamatban levő újravizsgálata az együttes márgaösszletnek felsőeocénbe sorolását valószínűsíti (ifj. Dudich). Ezek szerint a felsőeocén kifejlődését a Budai hegységben a bryozoás és budai márgaösszlettel zárjuk. Szőts leegyszerűsítette ezt a legrégibb klasszikussá vált irodalomban megindult vitát (Hofmann, Hantken) azzal, hogy valamennyi, a katti emeletig terjedő rétegösszletet „felsőeocén" néven összetartozó üledékként foglalta össze. Szerinte a „budai márga" az idősebb bryozoás márgából fokozatosan fejlődik ki. Ez az eocén—oligocén határ csak a Budai hegységben s esetleg az ország keleti részén lehet többé-kevésbé vitás, mert a Dunántúli Magyar Középhegység északi és nyugati medencerészeiben az alsó- és középsőoligocén kiemelkedéses—denudációs szakaszával élesen szembetűnik.

Lithothamniumos—nummuliteszes mészkőkifejlődést ismerünk a Velencei hegység északi szélén, a lovasberényi mélyfúrásokból, mintegy 230 m vastagságban. Legdélibb dunántúli középhegységbeli megjelenése a fehérmegyei Úrhida községben, közvetlenül fillitre települve, szintén bryozoás márgával kapcsolatos. A község délnyugati végén 1952-ben lemélyített fúrás a gyér glaukonitos, foraminiferás—bryozoás, homokos mészmárgát és agyagmárgát harántolta, lefelé gyakori homokos, majd aprókavicsos, meszes homokkőrétegekkel, jellemző barton emeleti faunaelemekkel. 200 métertől kezdődőleg

biotitos amfibolandezittufa és agglomerátum, bentonitos részekkel (a fúrási napló szerint amfibolandezit bombákkal), több rétegben, 275 méterig volt észlelhető. Utána aprókavicsos homokkő, homokos, foraminiferás márga, nummuliteszes—discocyclinidás, lithothamniumos mészkő váltakozott 305 méterig. Végül, transzgressziós alapkonglomerátum, homok, fillit, kvarcit, kristályospala törmelék és kavics 341 m mélységben alsókarbon kovás agyagpalára települt. Ez a 390 méterig hatolt fúrás a felsőeocén rétegösszletet teljes egészében, jellegzetes felsőbb, bryozoás és alsóbb, nummuliteszes mészkőkifejlődésben, összefüggően, egymásba kapcsolódó átmenetekkel, az ugyancsak jellegzetes amfibolandezit-közbetelepülésekkel mutatja. Egyben bizonyítja a felsőeocén transzgressziót is, a Velence—Balatoni kristályos alaphegység északi szegélyén, a lovasberényi mélyfúrásban harántolt hasonló amfibolandezittufás felsőeocén rétegösszlettel egyezően. Minthogy a Dunántúli Magyar Középhegység felsőeocén tagozatában az amfibolandezittufa általános elterjedésű, s mint láttuk, a lovasberényi mélyfúrásban jelentékeny vastagságban is mutatkozik, a Velencei hegység amfibolandezit kitörési korát is fönntartás nélkül felsőeocénba soroltuk.

A buzsáki mélyfúrások is hasonló kifejlődésű, glaukonitos, lithothamniumos mészkőrétegeket értek el, amelyek Szőts szerint, fenntartással bartoni emeletbe sorolhatók.

Végül idetartozik az ugyanilyen nummuliteszes—lithothamniumos mészkőkifejlődés a Vác—csővári szigetrögökben, a Naszályon, Csővár, Nézsa és Romhány körül, szintén a triász rétegekre transzgredáló módon. Vastagsága Kósd körül száz méterre tehető.

A Cserhát—Mátra—Bükkhegység

Az alföldperemi fedőhegységek eocén kifejlődése annyiban tér el a Dunántúli Magyar Középhegységtől, hogy itt kizárólag csak a felsőeocén, esetleg a lutéciai emelet felső részébe sorolható rétegek vannak. Ez a jellegzetesség, mint láttuk, már a Budai hegységben mutatkozik, úgyhogy a Vác—csővári rögök hasonló eocén kifejlődése összekötő átmeneti terület a két hegységterület között. Földrajzi helyzet szerint a nógrádalji átmeneti hegységtagok a Cserháthoz tartozóknak is vehetők.

A Mátra északi oldalán, Recsk—Derecske körül bukkannak felszínre amfibolandezit-törmelékes, glaukonittartalmú homokos mészkő- és homokkőrétegek. Ezek id. Noszky fölsorolásában említett *Lithothamnium*, *Nummulites intermedia*, *Actinocyclina patellaris*, *Echinolampas*, *Spondylus* és *Pecten thorenti* tartalmú fauna alapján kétségtelenül a felsőeocénbe tartoznak. Rozlozsnik a *Nummulites budensis* oligocén alakhoz közelálló *Nummulites incrassata* fajt határozta meg belőle, s ezen az alapon lattorfi emeletbe sorolta. Ezek a rétegek a felsőeocén elterjedésén kívül az itteni amfibolandezit kitörési korát rögzítik, s id. Noszky szerint annak rétegvulkán jellegű képződményével váltakoznak, illetve arra transzgredálva települnek.

A Mátra fedőhegységében, az oligocén és miocén rétegösszletek alatt a felsőeocén a bükkszéki mélyfúrásokban, lithothamniumos—nummuliteszes mészkő alakjában, változó vastagsággal mutatkozott. Legnagyobb vastagsága Majzon szerint az 1. sz. fúrásban 47 m volt, a 24. sz. fúrásban mindössze 1,2 m. Ez a változó vastagság a felsőeocén végén bekövetkezett regressziós kiemelkedéssel járó lepusztulás eredménye, amit a Dunántúli Magyar Középhegység területén is különböző mértékben megtalálunk.

Ez a megállapításunk további alapos üledékkőzettani vizsgálatot igényel, mivel szöges ellentétben áll Majzon eddigi vizsgálati fölfogásával. Majzon ugyanis Rozlozsnik nyomán a lithothamniumos rétegeket alsóoligocénba (lattorfi emelet) sorolja. A bükkszéki fúrásokból arra az eredményre jut, hogy „a lithothamniumos mészkőtől a budai márgán át, a rupéli agyagmárga . . . egymásba fokozatosan átmenő üledéksorozatot mutatnak". Ebben az esetben magyarázatot igényel a lithothamniumos mészkőnek a különböző fúrásokban észlelt, Majzonnál részletes adatokkal ismertetett változó vastagsága. Az üledékfolytonosságot látszólag indokolja, hogy Majzon szerint a lithothamniumos mészkő fölötti globigerinás agyagmárga szintén változó vastagságú (0—23 m) összletében, a szajlai 1. sz. fúrásban 0,3 m vastag lithothamniumos mészkőréteg mutat-

kozik. A rétegvastagság változásának vagy teljes kiékelődésének MAJZONnak üledékképződési hiányból vagy tektonikai okokból adott magyarázata nem kielégítő. Erre a kérdésre az oligocén kifejlődésének tárgyalásánál visszatérünk.

Hasonló kifejlődésben nyomozható a felsőeocén a mélyfúrások szerint a cserhátalji, mátraalji és bükkalji medenceüledékekben is. A cinkotai 2. sz. fúrásban 1462 m mélységtől sötétszürke, homokos, meszes agyagrétegek a középsőeocén felső részét képviselhetik. Fölöttük lithothamniumos agyagos felsőeocén mészkő volt. Ugyanezt a discocyclinidás—nummuliteszes felsőeocént észlelték Veresegyházán (1415 m), Gödöllőn (1926 m), Őrszentmiklóson (380 m) és Turán (1489 m). Ezt a felsőeocén kifejlődést a Bükkhegység déli és keleti oldalán, a fedőhegység tagjaként, az alaphegységre transzgredáló módon, a felszínen is nyomozhatjuk Eger—Noszvaj—Zsérc, majd Kisgyőr—Diósgyőr körül. Ez a Budapest vidékivel egyező nummuliteszes mészkő, gyakori faunaelemei szerint, a barton emeletbe tartozik. Faunáját KOCSIS JÁNOS ismertette. *Nummulites fichteli*, *Nummulites intermedius*, *Operculina ammonea*, *Pecten biarritzensis*, óriási *Ostrea gigantea* alakok és Lithothamniumok kerültek ki belőle. SCHRÉTER konglomerátum- és alárendelten lágyabb márga-, agyag- és fehér kvarchomokrétegeket is említ.

A felsőeocénnél idősebb eocén tagot felszínen nem ismerünk. A bükkalji régebbi kőszénkutató fúrások, Zsérc—Noszvaj körül a felsőeocén rétegeket harántolva, alapkonglomerátumba jutottak. VITÁLIS ISTVÁN említi, SCHRÉTER ZOLTÁN közlése alapján, hogy Bükkzsérc községben kútmélyítés közben néhány deciméteres agyagos kőszéntelepet is találtak. Az 1927. évben mélyített kutatófúrásokban pedig 0,6 m agyagos palás kőszén alatt szárazföldi tarkaagyag mutatkozott a karbon alaphegységre települve. A zsérci Síkkut 1. sz. fúrás rendelkezésre álló rétegmintáiból MEISEL JÁNOSNÉ 102 m-ig felsőeocén nummuliteszes—discocyclinidás—lithothamniumos mészkőösszletet állapított meg. Alatta 359 m-ig tarkaagyag, különböző karbon és triász kőzettörmelékből álló szárazföldi—édesvízi összlet következett, amiben 288,7—292,2 m között kőszénzsinórok és kőszenes palásagyag mutatkozott.

A Bükkhegység déli előterében, a mezőkeresztesi és demjéni mélyfúrások is harántoltak eocén rétegeket. A demjéni fúrásokban középsőeocén miliolinás homokos márga és felsőeocén lithothamniumos, bryozoás mészkő és márga mutatkozott (712 m). Ugyanezt a mezőkeresztesi fúrásokban 1380, 1404, 1410, 1510 és 1542 m mélységben észlelték. A felsőeocén rétegek vastagsága a demjéni fúrásokban 40—60 m, Mezőkeresztesen 20—60 m között változott.

Ezek az adatok arra mutatnak, hogy az eocén transzgresszió a Bükkhegységet a Budapest és Kósd körül megállapított módon, a középsőeocén végén érte el, s az üledékképződés szárazföldi—édesvízi rétegekkel kezdődött, kőszenes nyomokkal. A felsőeocénben a transzgresszió folytatódott, az alaphegységre túlterjedően települt tengeri, parti rétegösszlettel.

A Bükkhegységtől északkeletre, az országhatáron belül további eocén terület nincs. Az országhatáron túl, a Szlovákiai mészkőhegység déli szegélyén a felsőeocén hasonló kifejlődésben található. Ebből az eocén tengeri kárpáti kapcsolatára következtethetünk.

A fedőhegység eocén képződményeinek összefoglalása

Az eocén képződmények elterjedése és kifejlődési módja arra utal, hogy a délnyugatról benyomuló eocén tenger a Dunántúli Magyar Középhegységben, a krétabeli hegységképző mozgásokkal kialakított alaphegység különböző térszíni alakulatait, más-más módon és különböző szakaszokban foglalta el. Ennek megfelelő az üledékkifejlődés is, nyugaton nyíltabb tengeri rétegekkel, keleten zártabb medence-, laguna- és öbölképződményekkel. Az ország legnagyobb része, az Alföld és a dunántúli Pannóniai medence déli fele szárazföld volt, a hozzásimuló Balatonfelvidékkel és a mezozóos alaphegység kiemelkedő

magasabb részeivel. A Kisalföld felé szintén kiemelkedett szárazföld, valószínűleg kristályos alaphegység volt, úgyhogy az alsó- és középsőeocén elterjedése délnyugatról benyúló, viszonylag keskeny, északkelet felé zárt tengeröbölnek felel meg. A cserhátalji mezozóos rögök, a Mátra- és a Bükkhegység a középsőeocén végéig kiemelkedett szárazföldként állott, s csak a középsőeocén végén, a felsőeocén kezdetén, egyenlőtlen táblás süllyedéssel került tenger alá a szegélyeken, az Alföld felé változatlanul fönnállott szárazföld mentén. A dunántúli és az alföldperemi területrészeknek ez az eltérő mozgékonysága a későbbi időszakokban is fokozottabban mutatkozik.

Az eocén rétegösszlet faunája, eddigi ismereteink szerint, sok Párizsi medencebeli alakot tartalmaz ugyan, a Nummulitesek nagy szerepe és jelentősége szerint azonban kétségtelenül az eocén Középtenger tartozéka, Szőts szerint az alpi északolaszországi és a dalmát kifejlődésekkel és faunákkal közvetlen kapcsolatban áll. Ugyanakkor a Dunántúli Magyar Középhegység, a Bükkhegység és az Erdélyi medence eocén faunája között lényeges különbség van. Erre a különbségre ősföldrajzi megfontolásból már id. Lóczy utalt, s annak jelenlétét az újabb szerkezeti vizsgálatok valószínűsítik.

A faunahatár az alsó- és középsőeocén, sőt a középső- és felsőeocén tengeri rétegek között is meglehetősen elmosódott. Még a csökkentsósvízi rétegek és a tengeri rétegek is jellemző közös alakokat tartalmaznak. Ez a fáciesek izopikus voltából következik. Ezért nehéz az eocén összletet fauna alapján, a megadott kereteken túlmenően szintekre tagolni.

A szerves élet maradványaiból következtethetünk az eocén éghajlatra. A magyarországi eocén, területileg a mediterrán tenger tartozékaként, melegebb éghajlatú volt. Az alsóeocénből kikerült gyakori *Chara* terméseken kívül a kőszénből előkerült gyakori *Dracontomelon* és a dudari *Nipadites burtini* termés trópusi éghajlatra utal. A tatabányai alsó- és középsőeocén édesvízi és tengeri rétegekbe besodort, eddig ismert levéllenyomatok *(Laurus, Cassia, Rhamnus, Eucalyptus)* is trópusi vagy szubtrópusi flóraelemek. Az alsóeocén kőszénösszletben a haraszt- és fenyő-féléken kívül, a trópusi lombos fák is szerepelnek *(Laurus, Cassia, Sapindus)*. A dorogi kőszénben Szádeczky-Kardoss főként az ellenállóbb spórákat találta. A jelentékeny kőszénképződés nedves, csapadékos melegre utal. Ugyancsak Szádeczky-Kardoss mutatott rá arra a szembeötlő ellentétre is, ami ebben a vonatkozásban a Dunántúli Magyar Középhegység és a majdnem azonos szélességi övre eső Erdélyi medence között van. Az utóbbiban megismétlődő tarkaagyagösszlet és gipszképződés száraz meleg éghajlatot jelez, a regressziós lagunákban bepárolgásos üledékképződést elősegítő hőmérséklettel. Ez az éghajlati különbség magyarázhatja részben a faunában mutatkozó említett különbséget is.

A faunaelemek közül az irányadó *Nummulites*-félék melegtengeriek. A felsőeocénben történt általános háttérbeszorulásuk nyilvánvalóan lényeges hőmérsékletváltozást, tehát lehűlést jelez. Ilyen hidegebb vizű betörést jelez az alsóeocén mocsári—tavi képződményeket záró csökkentsósvízi rétegeknek tengeri rétegekbe való átmenete is, a helyenként mutatkozó glaukonitos üledékekkel. A még számításba vehető puhatestűek az alsó- és középsőeocénben túlnyomólag trópusi alakok, a felsőeocénben azonban vannak boreális alakok is, ami északkelet felé, a Kárpátokon át, az északi tengerrel történt összeköttetésből következik.

Az üledékképződési viszonyok egyenlőtlenségei és változó fáciesei mellett is mindvégig partközeli képződményeket találunk, törmelékes vagy

mészkőkifejlődés esetében is. A sekélyvizi lagunák és öblök, többé-kevésbé párkány- és küszöbmélyedéseiben az eocén egész tartama alatt 500—700 m összvastagságú üledékösszlet keletkezett. Ez meg sem közelíti az orogén övek geoszinklinálisának üledékképződését, ami az Appenninekben 4100 m. Ezzel szemben közel áll a Párizsi medence hasonló párkányüledékeihez (640 m) és a svájcihoz is (640—1500 m). A magyar eocén párkány üledékképződése posztorogén jellegű lassú süllyedéssel, állandó föltöltődéssel járó, mindvégig azonos mélységű medencerészletben történt. Ezt mutatja az eocén kezdetétől indult tengerelöntés fokozatossága, ami csak lassú partvonal-eltolódásokkal létesült térfoglalásban mutatkozik.

Irodalom

Bartkó L., Milyen volt hazánk területének harmadkori éghajlata? Földt. Ért. 3. 1938.
Böckh J., A Bakony déli részének földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 2/3. 1872—1874.
Böckh J., Megjegyzések az „Új adatok a déli Bakony földtani és őslénytani ismeretéhez" c. munkához. Földt. Int. Évk. 6. 1877.
Ferenczi I., Adatok a Buda—Kovácsi hegység geológiájához. Földt. Közl. 55. 1925—26.
Földvári A., A Dunántúli Középhegység eocén-előtti karsztja. Földt. Közl. 63. 1933.
Hofmann K., A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 1. 1871.
Hofmann K., Adatok a Buda-Kovácsi hegység másodkori és régibb harmadkori képződései puhányfaunájának ismeretéhez. Földt. Int. Évk. 2. 1873.
Hantken M., Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 1. 1871.
Hantken M., A budai márga. Földt. Int. Évk. 2. 1873.
Hantken M., Új adatok a Déli Bakony föld- és őslénytani ismeretéhez. Földt. Int. Évk. 3. 1875.
Hantken M., A magyar korona országainak széntelepei és szénbányászata. Földt. Int. kiadványa, 1878.
Hantken M., A buda-vidéki óharmadkori képződmények. Földt. Közl. 10. 1880.
Koch A., A Szt.-Endre—Visegrádi és a Pilishegység földtani leírása. Földt. Int. Évk. 1. 1871.
Koch A., A budai márgáról. Földt. Közl. 2. 1872.
Kubacska A., Adatok a Nagyszál környékének geológiájához. Földt. Közl. 55. 1926.
Majzon L., Előzetes jelentés a Zirc—Bakonycsernye közötti terület földtani viszonyairól. Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről, 1943.
Nagy K., „Fireclay" tartalmú tűzálló agyag Pilisszentiványról. Földt. Közl. 86. 1956.
Noszky J., id., A Mátra-hegység geomorfológiai viszonyai. Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honismertető Biz. kiadv. 3. 1927.
Papp K., A fornai eocén medence a Vértesben. Földt. Közl. 27. 1897.
Pobozsny I., A Vértes-hegység bauxittelepei. Földt. Szemle, 1. 5. 1928.
Rozlozsnik P., Nummulinák Magyarország óharmadkori rétegeiből. Földt. Szemle, 1. 4. 1924.
Rozlozsnik P., Bevezetés a Nummulinák és Assilinák tanulmányozásába. Földt. Int. Évk. 26. 1924.
Rozlozsnik P., Adatok Ajka vidékének geológiájához. Földtani Intézet Évi Jel. 1920—25-ről, 1925.
Rozlozsnik, P., Führer in Tatabánya. Führer z. d. Stud.—Reis. d. Pal. Ges. 1928.
Rozlozsnik P., Adatok a Buda—Kovácsi-i hegység óharmadkori rétegeinek ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról, 1935.
Rozlozsnik P., Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán Parád, Recsk és Mátraballa községek között. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről, 2. 1939.
Rozlozsnik P., A csingervölgyi bányászat múltja, jelene és jövője. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről, 3. 1940.
Rozlozsnik P.—Schréter Z.—Telegdi-Roth K., Az esztergomvidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. Földt. Int. kiadv. 1922.
Schafarzik F., Jelentés az 1883. év nyarán a Pilis-hegységben eszközölt földtani részletes felvételről. Földt. Int. Évi Jel. 1883.

Magyarországi eocén kifejlődések átnézete
(VADÁSZ E., 1957)

Emelet		Déli Bakony	Északi Bakony	Vértes hegység, Északnyugat	Vértes hegység, Északkelet, Délkelet		Vértes hegység, Dél	Gerecse hegység, Észak	Esztergomvidék	Budai hegység	Cserhátalji átmenet	Mátra hegység	Bükk hegység
		Ajka—Úrkút—Halimba	Zirc—Csernye—Fehérvárcsurgó	Mór—Pusztavám—Oroszlány	Tatabánya—Németegyháza		Csákberény—Gánt—Magyaralmás	Piszke—Lábatlan	Dorog—Tokod	Pilisvörösvár—Budakeszi	Kósd—Romhány	Derecske—Lahóca	Eger—Kisgyőr—Rudabánya
Felsőeocén	Bartoni—Priabonai	Helyenként lepusztult globigerinás-foraminiferás agyagmárga amfibólandezittufás rétegekkel Glaukonitos, discocyclinidás agyagmárga és mészkő	Helyenként lepusztult lithothamniumos nummuliteszes, discocyclinidás mészkő Amfibólandezittufás homokkő és glaukonitos agyagmárga	Helyenként hiányzik Discocyclinidás, glaukonitos agyagmárga és amfibólandezittufás homokkő lithothamniumos, nummuliteszes, discocyclinidás mészmárga, andezittufa	M e d e n c e Márgás mészkő *N. böckhi* Molluszkás, márgás mészkő	P a r t i Nummuliteszes, discocyclinidás lithothamniumos mészkő Lithothamniumos, nummuliteszes, miliolinás mészkő	Hiányzik	Foraminiferás bryozoás márga Lithothamniumos millecaputos, discocyclinidás mészkő Homok és kong'omerátum, nummuliteszes, discocyclinidás tömbökkel	Foraminiferás molluszkás agyagmárga Lithothamniumos, nummuliteszes discocyclinidás mészkő és meszes homokkő	Bryozoás mészmárga, kovásodott részekkel („Budai márga") Lithothamniumos discocyclinidás mészkő Amfibólandezittufa-nyomok. Helyenként alapbreccsia és konglomerátum	Kovás mészmárga Lithothamniumos discocyclinidás nummuliteszes mészkő	Glaukonitos, lithothamniumos, nummuliteszes discocyclinidás, andezittörmelékes, meszes homokkő és mészkő Transzgressziós, biotitos amfibólandezittörmelékes alapbreccsia Amfibólandezit	Glaukonitos mészmárga Lithothamniumos discocyclinidás, nummuliteszes mészkő
Középső eocén	Lutéciai	Foraminiferás, molluszkás agyagmárga *(Hantkenina kochi)* Perforátás, főnummuliteszes mészkő *(N. perforatus, N. millecaput)* *Assilina spira* Miliolinás mészkő Nummuliteszes, alveolinás mészkő	Foraminiferás, molluszkás agyagmárga Nummuliteszes discocyclinidás márga Főnummuliteszes, perforátás mészkő *(N. millecaput)*	Foraminiferás, molluszkás agyagmárga Főnummuliteszes mészkő *(N. perforatus)* *(N. millecaput)* Miliolinás, orbitoliteszes mészkő	Foraminiferás, molluszkás agyagmárga Felső perforátás brongniarti rétegek csökkentsósvízi közbetelepülésekkel Alsó perforátás brongniarti rétegek	Glaukonitos, striátás homokkő. Molluszkás, nummuliteszes agyag és mészkő, felső csökkentsósvízi rétegekkel és kőszénnel. Miliolinás, alveolinás mészkő Főnummuliteszes mészkő	Ikrás, ostreás mészkő Perforátás agyagmárga	Foraminiferás, homokos, agyagmárga Homokkő, agyagos barnakőszén-rétegek molluszkás padokkal Tarkaagyag Regresszió Nummuliteszes molluszkás agyag kőszénnyomokkal, csökkentsósvízi rétegekkel Nummuliteszes meszes agyag és homokkő korallokkal	Szervesmaradvány nélküli homok és homokkő csökkentsósvízi faunás barnakőszéntelepek Molluszkás, homokos márga és csökkentsósvízi kőszenes agyag Perforátás, nummuliteszes mészkő és meszes homokkő	Fauna nélküli homok Csökkentsósvízi és édesvízi agyag- és mészkőrétegek barnakőszénnel, molluszkás márga- és mészkőbetelepülésekkel Váltakozó miliolinás, orbitoliteszes mészkő és nummuliteszes, molluszkás agyagmárga	Molluszkás agyagmárga Csökkentsósvízi agyag Édesvízi barnakőszénösszlet Tarkaagyag Alapkonglomerátum	Hézag	Homokos törmelékes tarkaagyagösszlet barnakőszenes nyomok Szárazföld
Alsóeocén	Londoni (Szparnakumi, Iprézi) **Tanéti** **Monszi**	Homokos, alveolinás, miliolinás laevigátás mészkő Miliolinás, molluszkás márga Édesvízi és csökkentsósvízi, barnakőszenes agyag és mészmárga Tarkaagyag, alapkonglomerátum	Miliolinás, alveolinás, nummuliteszes, molluszkás mészkő, mészmárga és homok Édesvízi, csökkentsósvízi mészkő, agyag és homok, barnakőszénnel és kőszenes agyaggal Tarkaagyag és homok	Operculinás, molluszkás agyagmárga Nummuliteszes molluszkás agyagmárga, glaukonitos rétegekkel Édesvízi és csökkentsósvízi agyag, homokos agyag, barnakőszén alaptelepösszlet Tarka (tűzálló) agyag	Középső, csökkentsósvízi rétegek Operculinás agyagmárga Alsó csökkentsósvízi összlet, vékony barnakőszénnel Édesvízi barnakőszén alaptelepösszlet; édesvízi és csökkentsósvízi mészkő, mészmárga és agyag Édesvízi mészkő, mészmárga, kvarchomokkő Tarkaagyag	Miliolinás mészkő Tengeri molluszkás agyag Édesvízi melániás mészkő, vékony, agyagos barnakőszén Tarka, bauxitos agyag	Agyagos homokkő, növényi részekkel Operculinás agyagmárga, csökkentsósvízi agyag Édesvízi pyrguliferás mészkő, vékony agyagos barnakőszén Tarkaagyag	Operculinás agyagmárga Csökkentsósvízi agyagmárga Édesvízi barnakőszén-összlet, csökkentsósvízi rétegekkel Édesvízi mészkő, márga és agyag Mészkő- és tűzkőanyagú alapbreccsia	Tarka, tűzálló agyag dolomitbreccsia	Szárazföld	Szárazföld	Szárazföld
Fekvőtag		Bauxit	Bauxit	Kréta	Bauxit, triász		Bauxit	Alsókréta	Triász	Triász	Bauxit és triász	Triász	Triász

Schafarzik F., Budapest és Szentendre vidéke. Magy. a m. kor. orsz. részl. földt. térk. 15. zóna, 20. 1902.
Scherf E., Hévforrások okozta kőzetelváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a buda-pilisi hegységben. Hidr. Közl. 2. 1922.
Schmidt S., Az esztergomi szénmedence bányászatának ismertetése. Esztergom 1932.
Schréter Z., A pilisborosjenői mélyfúrás geológiai eredményei. Földt. Közl. 39, 1909.
Semptey F., A Nagykovácsi és Pilisszentiván közt kiemelkedő Szénás hegycsoport földtani viszonyai. Földt. Szemle mell. 1943.
Szabó J., Budapest geológiai tekintetben. Magy. Orv. term. vizsg. vándorgy. 1879-ben. 1879.
Szörényi E., A budai márga és faunája. Földt. Szemle mell. 1929.
Szőts E., A móri Antalhegy óharmadkori képződményei. Földt. Szemle mell. 1938.
Szőts E., Őslénytani adatok a „Cerithium baconicum rétegek" és az úrkúti márga ismeretéhez. Ann. Hist. Nat. Mus. Hung. 36. 1943/44.
Szőts E., Jelentés a Nyugati Vértesben és az Északi Bakonyban végzett bányaföldtani felvételekről. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról, 1952.
Szőts E., Jelentés az Északi Bakonyban végzett bányaföldtani felvételekről. Kézirat. Budapest, 1948.
Taeger H., A Bakony regionális geológiája. Geologica Hungarica, Ser. Geol. 6. 1936.
Telegdi-Roth K., Paleogén képződmények elterjedése a Dunántúli Középhegység északi részében. Földt. Közl. 53. 1923—24.
Tomor-Thirring J., A Bakony—Dudar-oszlopi „Sűrű" hegycsoportjának földtani és őslénytani viszonyai. Földt. Szemle mell. 1934.
Tomor-Thirring J., Az északi Bakony eocén képződményeinek sztratigráfiája és tektonikája. Földt. Közl. 65. 1935.
Tomor-Thirring J., A cseszneki vonulat tektonikai viszonyai. Földt. Közl. 66. 1936.
Vadász E., A Duna-balparti idősebb rögök őslénytani és földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 18. 1910.
Vadász, E., Zur Altersfrage der „Dinosaurierspuren" von Kósd in Ungarn. Centralbl. f. Min. Geol. Pal. Abt. B. 1926.
Vadász E., Szénképződés, hegyképződés és bauxitkeletkezés Magyarországon. Bány. és Koh. Lapok, 63. 1930.
Vadász E., A dunántúli bauxitképződés és mangánkeletkezés földtani kora. Bány. és Koh. Lapok, 68. 1935.
Vadász E., A fornai széntelep kérdése. Bány. és Koh. Lapok 72. 1939.
Vadász E., Kőszénföldtani tanulmányok. Budapest 1940.
Vadász E., Eocén kérdések. Földt. Közl. 72. 1942.
Vadász E., Szulfátos ásványképződés a tokod—ebszőnyi barnakőszén összletben. Bány. és Koh. Lapok 76. 1943.
Vogl V., A piszkei bryozoás márga faunája. Földt. Int. Évk. 18. 1910.
Vogl V., Az eocén és oligocén képződmények határa Budapesten. Koch emlékkönyv 1912.
Zittel, K., Die obere Nummulitenformation in Ungarn. Sitzber. d. Math. Nat. Cl. d. k. Akad. Wiss. Wien, 46. 1862.

Oligocén

A Balaton déli előterétől a Bükkhegység déli előteréig terjedő vonalban megállapított paleogén elterjedési határtól délre, a Dunántúl és az Alföld Duna—Tisza közén oligocén képződmények nincsenek. Eddigi ismereteink szerint Dunántúl nyugati részén, az Északi Bakonyban, Zirctől nyugatra is teljesen hiányoznak.

Magyarország északi területén, az oligocén tengert csak a belső szigethegységek szakították meg. Ez teszi érthetővé azokat a kifejlődésbeli elkülönüléseket, amelyek az egységes üledékciklussal képviselt oligocén rétegekben az egyes területrészeken mutatkoznak. Az eocén végén csak-

nem általánosnak vehető, a különböző részeken eltérő módon és mértékben megnyilvánult regressziót találunk. A kiemelkedés legnagyobb mértékű volt Dunántúl, ahol időtartama, üledékhézaggal és erőteljes lepusztulással jelzett módon, délen hosszabb volt, észak felé fokozatosan rövidül, északkelet felé pedig inkább csak az üledékkifejlődés eltérő módjában mutatkozik.

A Magyar medence oligocén képződményeit közel száz év sok részletvizsgálatából, helyi elnevezésű üledékek sokat vitatott rétegtani azonosításával, meglehetősen egyszerű rétegsorba foglalhatjuk. A vizsgálatok a Budai hegység, illetve Budapest környékének alsó- és középsőoligocén „hárshegyi homokkő", „budai márga" és „kiscelli agyag" néven ismert, valamint a felsőoligocén csökkentsósvízi és a tengeri „*Pectunculus obovatus*-tartalmú rétegek" ismeretéből indultak ki. Irányadó vezető réteg a rupéli emeletbe tartozó, felszínen nagy elterjedésű tengeri (kiscelli) agyag volt, gazdag és jellegzetes *Foraminifera* faunája alapján („*Clavulina szabói* rétegek"). Az egyes lelőhelyek nyomozását célzó helyi részletvizsgálatok számára a régebbi irodalmunkban eseményszámba ment ennek a foraminiferás agyagösszletnek egy-egy újabb helyen történt kimutatása, „új előfordulása", összefoglaló és összehasonlító ősföldrajzi szemlélet nélkül. Az újabb, medencekutató mélyfúrások rendszeres vizsgálatával Majzon adott az oligocén rétegtani és fáciesviszonyaira, valamint ősföldrajzi helyzetére és mikrofaunájára vonatkozó korszerű összefoglalást, amit alábbi összesítésünkben alapul veszünk.

Mellőzve a magyar oligocén rétegtani viszonyaira vonatkozó vitákat s a még kérdéses részleteket, úgy találjuk, hogy kifejlődésének teljességében az északnémet rétegsorozathoz hasonló üledékciklust mutat. Faunája is azzal egyező, sok mediterrán elemmel. Az oligocén hármas tagozatának teljességét, fedőhegységi alakulásában, a Budai hegységben, a Cserhátban és a nógrádi—borsodi medencerészekben nyomozhatjuk. Eddigi tárgyalásaink szerint, az eocénbe (priabonai emelet) tartozónak vesszük az apró *Nummulites*-féléket *(Nummulites fabiani)* tartalmazó mészkő- (Recsk, Bükkhegység) és márgaüledéket („bryozoás" és „budai márga").

Az eocén tárgyalásánál említettük, hogy régebbi irodalmunkban (Hantken Miksa, Hofmann Károly, Vogl Viktor, Ferenczi István) vitatták egyes rétegeknek eocénbe vagy oligocénbe tartozását. Ezt a főként a Budai hegységre korlátozódó kérdést újabban egyesek eocén—oligocén határkérdéssé szélesítették, s Szőts Endre úgy kívánja ősföldrajzi indokokkal és faunisztikai alapon áthidalni, hogy a francia fölfogás szerinti „nummulitikum" gyűjtőnéven egybefoglalja az eocént, az alsó- és középsőoligocént. A katti emeletet, amit Haug joggal, a neonummulitikumhoz sorolt, Szőts a miocénbe utalja (1956). Ez a logikusnak látszó megoldás az eocén—oligocén határkérdést általánosítja, holott az nálunk csak a Budai hegységre korlátozódik, ahol teljes oligocén összlettel kell számolnunk. Nyugat felé, az alsó- és középsőoligocén felszíni hiányával megszűnik ez a kérdés, északkelet felé pedig leegyszerűsödik. A jól megkülönböztethető és a középsőoligocénnel legtöbbször szorosan összefüggő katti emeletnek megszüntetése, vagy az akvitáni emelettel azonosított miocénbe sorolása pedig visszavezetne a századforduló előtt, ennek az emeletnek hovatartozását elintézett vitákra. A katti emelet létét nem befolyásolhatja egyik vagy másik lelőhely idesorolt faunatársaságának akvitáni emeletbe tartozó volta sem.

Megítélésünk szerint az oligocén összletet egységes, összefüggő üledékképződési ciklusként tekinthetjük, amelyen belül az elterjedési területek nagy részében, az oligocén jelenléte esetén, legföljebb az alsóoligocén (lattorfi emelet) megkülönböztetése és elhatárolása lehet kétséges. Majzon a mélyfúrási anyagok mikrofauna vizsgálatában a medenceüledékekben jól meghatározható szintként jelölte meg. Megfontolásra érdemes ezzel kapcsolatban az az elgondolása, hogy fauna alapján az oligocén összlet a hármas beosztás helyett inkább kettétagolható volna.

A fedőhegységhez tartozó, felszíni oligocén összlet, főként annak felső és középső tagozata, legtöbbször közvetlenül folytatódik a hegység előterében levő medencealakulatok üledékösszletében.

A Budai hegység

A magyarországi oligocén elterjedésében és kifejlődésében a Budai hegység központi helyzetű, legrégebben tanulmányozott és megismert terület. Az alsó tagozatba sorolható képződmények csak a hegység Budapest környéki belső körzetére szorítkoznak, a középső tagozat általánosabb elterjedésű, a felsőoligocén pedig a távolabbi körzetben válik általánossá. Ez a területi elrendeződés már magában véve is magyarázatot igényel az eocén—oligocén határkérdés itteni vizsgálatában.

A Budapest környéki belső körzetben az oligocént szárazföldi jellegű tarkaagyag-, durva homokkő- és konglomerátum-, továbbá tengeri mészmárga-, agyagmárga- és agyagösszlet képviseli.

Ezek a régi irodalomban „hárshegyi homokkő", „budai márga" és „kiscelli agyag" néven megjelölt üledékösszletek mindmáig sokféle értelmezésben szerepelnek, gyakran különböző, össze nem tartozó képződmények idesorolásával. Az irodalmi viták egyik oka ebben a zavarban kereshető. Mai megítélés szerint ezeket az összehasonlító alap hiányában annakidején indokolt szükségszerű helyi elnevezéseket mellőzzük. A megfelelő képződmények korszerűbb üledékvizsgálati és földtani megítélésében, az összetartozóság fölismerésével, ezek a megjelölések szükségtelenek, legföljebb tudománytörténeti jelentőségűek. A „budai márga" eocénbe tartozását, a „bryozoás márgával" való összefüggése alapján, megállapítottuk (208. o.). A „kiscelli agyag" megjelölés, Majzon vizsgálatai szerint, rétegtanilag meghaladott gyűjtőfogalom, mikrofaunájában nem egységes, a szintjelzőnek és jellemzőnek tekintett *Clavulinoides szabói* területileg ebben az agyagösszletben sem általános elterjedésű, időben pedig sokkal tágabb (eocén—oligocén) keretet jelez.

A Budai hegységben, de általában a többi területen is, az eocén végén általános kiemelkedésből keletkezett szárazföldi szakaszt ismerünk. Ez a szárazföldi szakasz a különböző területrészeken különböző időtartamú volt, s különösen a Dunántúli Magyar Középhegység területén földtörténetileg igen nagy jelentőségű, különböző mértékű eocénvégi—oligocéneleji lepusztulásban érzékelhető. A Budai hegység belső körzetében ez a lepusztulási időszak nagyon rövid tartamú volt, s közelebbi időpontját rögzíteni nem tudjuk, mert megnyilvánulását csak fauna nélküli szárazföldi képződmények vagy átmeneti faunájú nem általános elterjedésű tengeri üledékek jelzik („budai márga"). Ezek a nehézségek okozzák a Budai hegység említett eocén—oligocén rétegtani elhatárolásának határkérdését.

Az eocén—oligocén határ kérdése csaknem kizárólagosan a Budai hegység rétegtani viszonyaira vonatkozik, ezért egyrészt az oligocénba sorolt képződmények itteni legrégibb megismerése nyomán, másrészt a többi területrész eltérő oligocén kifejlődéséből következő leegyszerűsödés miatt, itt tárgyaljuk. A kérdés a Buda vidéki képződmények besorolásával a régebbi irodalomban Hantken, Hofmann, Vogl állásfoglalása, majd újabban Ferenczi, id. Noszky és Gaál István sokrétű megvilágítása szerint úgy foglalható össze, hogy Vogl az eocént a discocyclinidás mészkővel zárja, és a márgakifejlődéseket („bryozoás" és „budai márga") együttesen az oligocénbe utalta. Ezzel szemben a többi szerző, ősföldrajzi megfontolások szerint, a szárazföldi kiemelkedési szakaszt lényeges, határtjelző mozzanatnak tekintve, a márgakifejlődést az eocénbe tartozónak veszi, és az oligocénbe csak a *Nummulites*-féléket nem tartalmazó rétegeket sorolja. Újabb kritikai összehasonlító ismereteink az utóbbi állásfoglalást igazolják.

Ez az átlag tízévenként újravizsgált kérdés új megvilágításba került Szőts vizsgálataival; ő a Budai hegység keleti felében a discocyclinidás mészkő és a „bryozoás márga" között diszkordanciát állapított meg, alapbreccsiával és konglomerátummal, amelynek anyagában a gyakori triász szarukőanyagon kívül nummuliteszes—discocyclinidás törmelék is található. A „bryozoás márga" fokozatosan „budai márgába" megy át;

az átmeneti rétegekben lithothamniumos mészkő- és mészmárgapadokkal. Kétségtelen tehát, hogy a kétféle márgaösszlet összefüggő üledékképződési együttest jelez, amit a biofáciestől eltekintve, közel azonos faunájuk is igazol. Ezek alapján Szőts arra a megállapításra jut, hogy a „hárshegyi homokkő" és a „bryozoás márga" egyidejű, heteropikus fáciesek, s a „budai márgával" együtt, a lattorfi emeletet képviselik, ami Szőts beosztása szerint, a felsőeocén (= oligocén) aljának felel meg.

Szőts megállapításai teljesen helytállók ugyan, de üledékképződés tekintetében kiegészítésre szorulnak. Helyesen mutat reá arra, hogy mint föntebb említettük, ez nem az eocén—oligocén határ kérdése, hanem a Budapest környéki discocyclinidás mészkő, „hárshegyi homokkő", „bryozoás" és „budai márga", valamint a „kiscelli agyag" egymáshozi viszonyának és fáciesének kérdése. A tagolódást illetően azonban indokolatlannak látszik a piszkei és a Buda vidéki „bryozoás márgának" elválasztása, előbbinek bartoni, utóbbinak lattorfi emeletbe történt sorolásával. A piszkei márgaösszlet mélyebb tagozatba sorolását Szőts azzal indokolja, hogy Hantken szerint Mogyorós körül ezek a rétegek a discocyclinidás—nummuliteszes mészkőből közbetelepülésekkel fejlődnek ki, és a kettő között nincs diszkordancia, ami szerinte a Budai hegységben észlelhető. Ezzel szemben tény az, hogy a bryozoás márga és a discocyclinidás mészkő között Budán is van átmenet, az említett diszkordancia nem általános, az alapbreccsia részben interszedimentális, részben tektonikus is lehet.

Ezek alapján közelebbről tekintve a Budai hegység oligocén képződményeit, azt találjuk, hogy itt viszonylag rövidebb tartamú, Szőts szerint esetleg csak a ludi emeletre kiterjedő szárazföldi időszak után, folyamatosan süllyedő medencében lassú fokozatos transzgresszióval indult szárazföldi, partszegélyi és sekélytengeri alsó- és középsőoligocén üledékek vannak, majd feltöltődéssel és egyenlőtlen kiemelkedéssel kapcsolatos édesvízi és csökkentsósvízi rétegekkel váltakozó, felsőoligocén összlet következik. Az üledékképződés a szárazföldi tarkaagyagtól eltekintve, durva törmelékes kőzeteket, finomabbszemű márga- és agyagrétegeket, majd újból durvábbszemű homokos kőzeteket hozott létre. Ezek együttesen transzgresszióval kezdődő, regresszióval záruló teljes üledékciklust képviselnek. Ebben az üledékképződési beállításban ismertetjük a Budai hegységi oligocén kifejlődési típusait.

Alsóoligocén (lattorfi emelet)

Szárazföldi tarkaagyagösszlet

Az eocénvégi kiemelkedés szárazföldi terméke Pilisvörösvár, Piliscsaba, Tinnye körül mutatkozik, vörös, szürke, limonitsárga vagy tarkaagyag fölhalmozódásokkal, melyek rétegzetlen módon, közvetlenül a dolomit egykori karsztos mélyedéseit kitöltő, jobbára lepusztulásból visszamaradt foszlányok. Pilisvörösvár határában újabb kutató föltárások szerint nagyobb kiterjedésű, törésekkel határolt, sekély medencealakulatot tölt ki, a dolomithatáron vörös limonitkéreggel, a középen vörösagyaggal, a szélek felé világosszürke és fehér kaolinites tűzálló agyaggal. Közvetlen fedőjében dolomitkavicsos konglomerátum és breccsia, fúrókagylónyomos dolomitkavicsokkal közeli tengerszegélyt jelez. Ezenkívül vékonytáblás, keresztrétegzett kvarchomokkő, gyér édesvízi csigakőbelekkel és növénylenyomatokkal az alsóoligocén rétegtani helyzetet rögzíti. A tarkaagyagösszlet anyaga jobbára az egykori bauxitösszlet további földolgozásából ered. Ezért nem is mindig lehet biztosan megállapítani eocéneleji tarkaagyag vagy oligocénalji helyzetüket. Ásványos összetételükben bauxitásványok nincsenek, túlnyomólag montmorillonit és kaolinit jellegűek, limonit- és piritszemekkel. Az összlet tűz-

álló agyag és festékföld céljaira használatos. Rétegtani helyét felfelé behatárolja a romhányi homokkő- és konglomerátumösszlet alatt megállapított helyzete.

Partszegélyi, átmeneti durva homokkő és konglomerátum

Ez a „hárshegyi homokkő" néven ismert összlet közép- és durvaszemű kvarchomokkőből és konglomerátumból áll. Többnyire közvetlenül az alaphegységre települ, s egyes helyeken, alsó rétegeiben dachsteini mészkő- és



91. ábra. Nóri dachsteini mészkőre transzgredált lattorfi homokkőösszlet, Tinnye (Oravecz J. felv.)

dolomittörmelék is van. Ez mutatja transzgredáló, abráziós partszegélyi keletkezését, az említett alapkonglomerátummal és fúrókagylókkal megfúrt dolomitrögökkel. A mészkő- és dolomittörmelék a kvarchomokkőből kimállik, s az üres helyek a homokkövet likacsos—üreges szerkezetűvé teszik. Többnyire réteges, vastagréteges vagy pados, helyenként keresztrétegzettséget is mutat. Az eocénvégi lepusztulást követő időben keletkezett voltát, helyenként az alaphegység egyenetlen felületére települt tarkaagyag fölötti helyzete mutatja. A Hárshegyen discocyclinidás—nummuliteszes mészkő fölött települ, rétegtanilag tehát ennél fiatalabb.

Kaszanitzky Ferenc részletes kőzettani vizsgálatai szerint a homokkő és konglomerátum uralkodólag (40—60%) középszemű (0,5—2 mm), kötőanyagnak tekinthető, 0,1 mm alatti részekkel (10—15%). Az uralkodó kvarcon kívül muszkovit, biotit, klorit, földpát, dolomit, kalcit, tűzkő, limonit, barit, cirkon, rutil, turmalin, gránát, magnetit, epidot, amfibol, cianit, hematit, korund, apatit, anatáz, krizokoll ásvány illetve kőzettöredékeket ismert föl. A kvarc kristályos és átalakult kőzetekből származik. A kalcit és a barit epigén képződésű. A kavicsok túlnyomólag magmás és átalakult kőzetanyagú kvarcit-félék, folyóvízi szállításra utaló, nagyfokú gömbölyödéssel. Észak felőli lehordási területről származtathatók.

Szervesmaradványok ritkák. Növényi maradványok, faágak lenyomatai, néha szenesedetten is gyakoriak. Határozatlan, bizonytalan lábnyomokon, *Teredo* nyomokon, féregjáratok gumós és szabálytalan kitöltésein kívül, a régibb irodalom a solymári meszesebb rétegekből *Operculina complanata, Discocyclina papyracea, Nummulites fichteli* alakokat, kagylókat *(Ostrea gigantea, Pecten budakeszensis, Panopaea, Teredo)*, csigákat *(Natica, Cerithium, Diastoma costellatum, Ficula condita)* sorol föl. Viszonylag gyakori *Halitherium* bordatöredékek és csontvázbenyomat is került ki belőle. Mindezek jellegzetes partszegélyi, helyenként deltakeletkezést mutatnak, a partszegély változóan szárazföldi és vízzel borított átmeneti voltával.

Az alsóoligocén partszegélyi, durva törmelékes kifejlődés nem általános elterjedésű. Főtömegében a Budai hegység délkeleti részére szorítkozik. Észak-



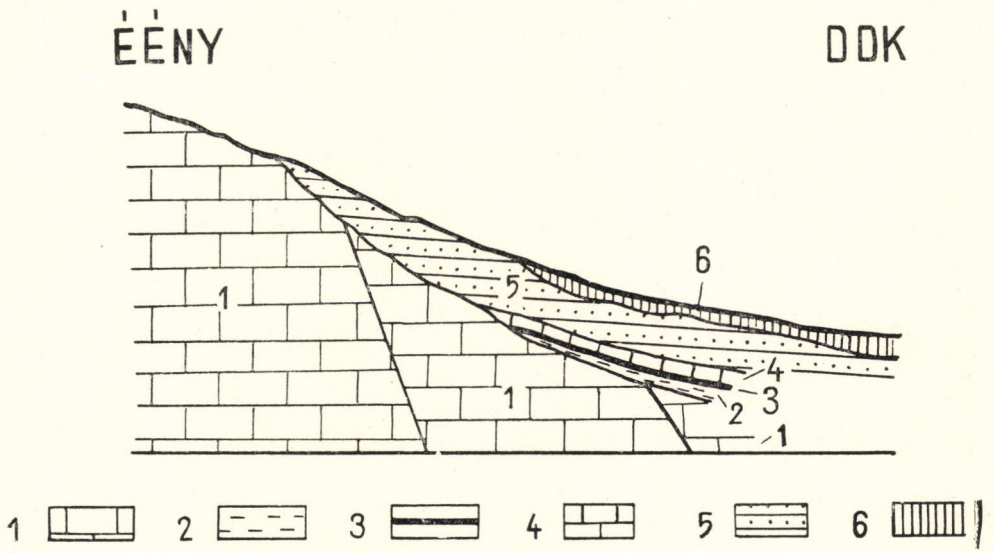
92. ábra. Triász dolomitra transzgredáló hárshegyi homokkő, Budapest (Balogh K. felv.)

nyugaton, az Esztergomi medencében, a Nagygete vonulatához tartozó Miklóshegyen is megtaláljuk, közvetlenül a dachsteini mészkő letarolt egyenetlen felszínére települve, alján nagy dachsteini mészkőgörgetegekkel és discocyclinidás mészkőkavicsokkal. Kelet felé, a Duna-balparti szigetrögökben, hasonló településben és a Buda vidékiekkel teljesen egyező kifejlődésben a felszínen Romhányig terjedően nyomozható.

Romhány, Bánk és Alsópetény között a homokkő- és konglomerátumösszletben a szárazföldi agyagsorozat is gazdagon képviselve van, fehér és szürke tűzálló agyagrétegekkel. Majzon László és Jantsky Béla idevonatkozó vizsgálatai szerint, a különböző szemcséjű kvarchomokkőrétegek alatt meszes, agyagos homokkőrétegek növénymaradványokkal és tengeri *(Ostrea, Pecten)* faunaelemekkel észlelhetők, alattuk 50—60 m összvastagságú durva kvarckonglomerátummal. Ezután vörös és fehéresszürke agyag- és a tűzálló agyagösszlet foglal helyet, váltakozó vastagsággal, alján néha 15—30 cm vastag, kiékelődő kőszénteleppel. A faunaelemek lattorfi emeletet jeleznek. A szárazföldi tűzálló agyagösszlet alatt vasas és kovásodott kvarchomokkő (40 m), majd világosszürke, sötétszürke, halpikkelyes, felső részében kovásodott agyagmárgapala (15—20 m) a felsőeocénbe sorolt „budai márgával" azonos faunaelemekkel *(Cardium, Foraminifera)*. Alatta, a romhányi Kőhegyen, a felszínen is észlelhető felsőeocén lithothamniumos mészkő és mészmárga *(Nummulites incrassata)* a fúrásokban is megvan, bauxittörmelékes alapbreccsiával s a Délhegy rögében felszínen levő, nóri dachsteini mészkővel. Az egész összletkifejlődés, Bartkó Lajos szerint, a föntebb jellemezett szárazulati—édesvízi, mocsári—tavi és partszegélyi képződmény.

A Romhány vidéki bányászati kutatások és föltárások részletes anyagvizsgálatának összegezésével Varju Gyula a lattorfi emeletbe sorolt 135 m átlagos vastagságú

rétegösszletben két tagozatot különböztetett meg. Az alsó 15—20 m vastag, szürke vagy világosbarna, palás, halpikkelyes, felső részében helyenként kovás agyagmárga, gyéren foraminiferás. A felső tagozat agyagmentes, agyagos, vasas vagy kovás homokkő, Foraminiferák nélkül, tengeri kagylónyomokkal *(Pecten, Ostrea)* általános elterjedésű, közbetelepült szárazföldi tűzálló agyagrétegekkel. Az utóbbiak, valamint a homokkő is, üledékásványtani tekintetben a pilisvörösvári illetve Budapest vidéki rétegekkel teljesen azonosak. Települési helyzetük szerint a felsőeocén bauxittörmelékes alapbreccsia utáni, határozottan felsőlattorfi képződmények. Hasonló szárazföldi jellegű fehér agyag van a nézsai bauxitrög denudált eocén fedőrétegei fölött is, árkos beszakadással mélybezökkent rupéli foraminiferás agyagösszlet mentén.

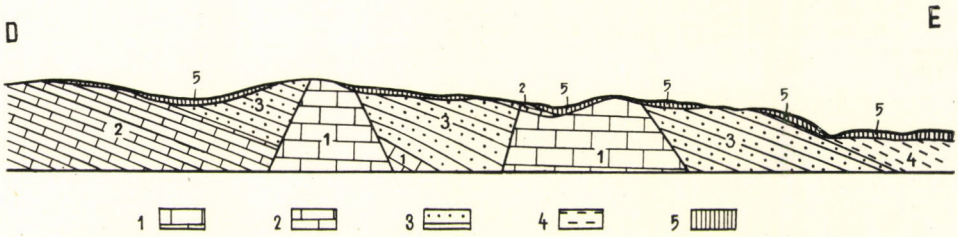


93. ábra. A Naszály délkeleti lejtőjének szelvénye: 1. dachsteini mészkő, 2. középsőeocén csökkentsósvízi rétegek, 3. középsőeocén barnakőszén, 4. felsőeocén, 5. alsóoligocén hárshegyi homokkő, 6. pleisztocén lösz

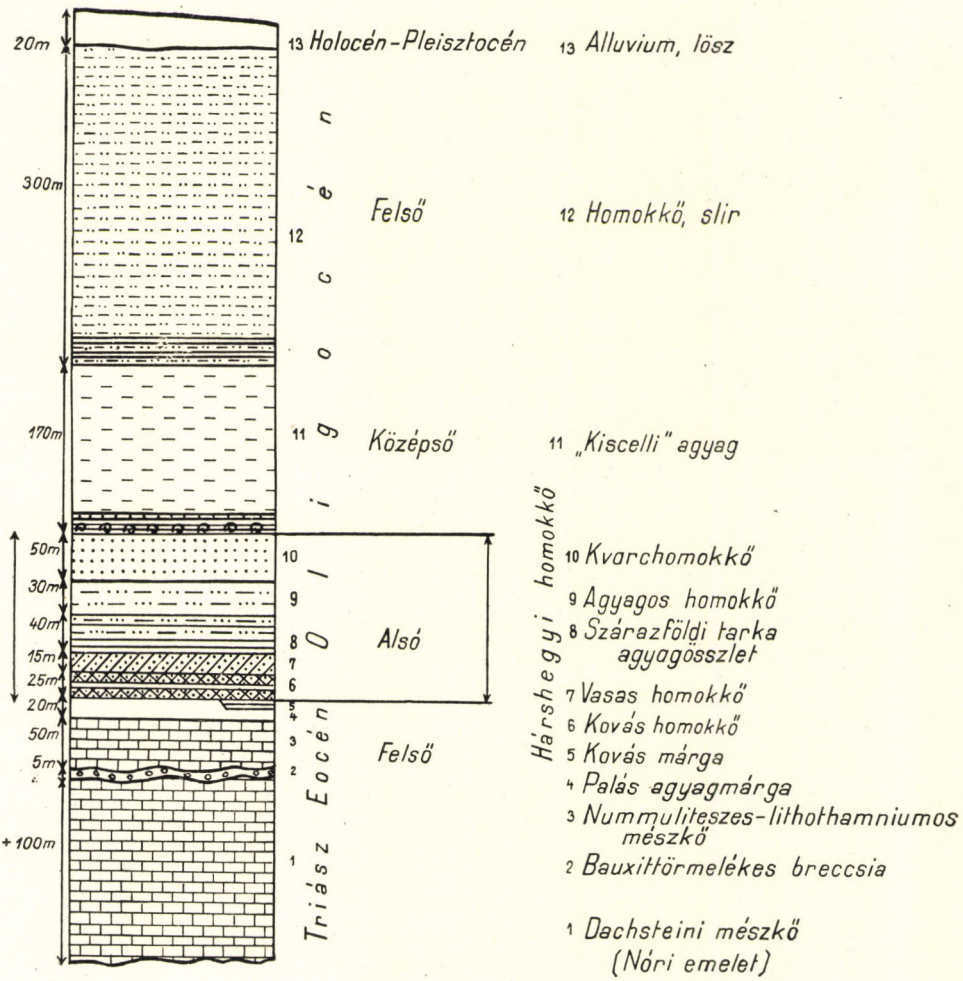
Mai elterjedése szerint e partszegélyi homokkő—konglomerátumösszlet az alsóoligocénnek a Dunántúli Magyar Középhegység keleti részére szorítkozó, területileg korlátozott, körülhatárolt, helyi jellegű kifejlődése. Tiszta kvarcanyaga kristályos alaphegységi származásra mutat. Az első ilyen kvarckavicsok a lábatlani alsókréta breccsia—konglomerátumban, az Esztergom vidéki „striatás" homokkőben, majd a felsőeocénben mutatkoznak, és a Dunától északra eső, a Kisalföld folytatásában akkor még fölszínen volt kristályos alaphegységből származnak. A nógrádi rögökben is kétségtelenül északról származó kvarckavicsok vannak. Így a partszegélyi homokkő és konglomerátum egyszersmind rögzíti az északkeletről előretört alsóoligocén tenger északi partvonalát is. Feltűnő ennek a partszegélyi képződménynek jelenlegi többnyire kiemelt, magaslati helyzete.

A mélyebb részekben mutatkozó homokkő—konglomerátum kétségtelenül utólagosan lesüllyedt részeket jelez (Pilisvörösvár, Pilisborosjenő).

A medenceüledékekben ezt a kifejlődést eddigi mélyfúrásaink szerint nem ismerjük. A medenceperemi öbölalakulatnak tekinthető kemény, durvaszemű homokkövet 47 m vastagságban harántoltak a budakalászi 1. sz. kőszénkutató fúrásban 117—164 m



94. ábra. A Romhány—petényi rög földtani szelvénye: 1. dachsteini mészkő, 2. felső-eocén mészkő, 3. alsóoligocén hárshegyi homokkő, 4. középsőoligocén kiscelli agyag, 5. pleisztocén lösz



95. ábra. A romhányi oligocén összlet összevont rétegsora (Varjú Gy. nyomán)

között; alján mintegy 0,6 m durvaszemű gránitaplitkavics közvetlenül a nóri dachsteini mészkőre települt. A homokkő fölött, VITÁLIS SÁNDOR vizsgálata szerint, dachsteini mészkőtörmelékkel (2 m) kezdődő, 100 m vastag szürke, csillámos, helyenként kavicsos, foraminiferás agyagmárga települt, ami a rupéli összlet felső tagozata lehet. Északabbra, Pomáz felé a felszínen ugyanis már a homokosabbra váló felsőoligocénba átvezető rétegek vannak.

MAJZON a balassagyarmati fúrás kétes értékű mintáiban a romhányihoz hasonló alsóoligocén középszemű homokkő 50—60 m vastagságú összletét említi, a Foraminiferák alapján.



96. ábra. Triász dolomit közé ékelődött oligocén homokkő, Piliscsaba (ORAVECZ J. felv.)

Sekélytengeri márgaösszlet

MAJZON a medenceüledékekben a homokkőkifejlődésnek helyettesítőjét ismerte föl sötétszürke vagy barnásszürke, kis mésztartalmú, pirites palás agyagösszlet alakjában. Ez a Budai hegységben a felszíni fedőhegységi tagozat, az alsóoligocén legmélyebb része, az óbudai egykori Bohn-féle téglagyárban a rupéli összlet alatt föltárt, homokkőrétegekkel és andezittufával váltakozó leveles—palás agyag. Igen sok, főként lombos fák leveleiből álló növénymaradványon kívül, édesvízi halak és teknősmaradványok kerültek ki belőle. ID. NOSZKY JENŐ édesvízi lagunaképződménynek veszi. MAJZON LÁSZLÓ a medenceképződményekben is jól megkülönböztethető „tardi" szintnek nevezte, aminek jellemzője, hogy mikrofaunát nem tartalmaz (*Foraminifera* nélküli szint), középső és felső részében andezittufa- és homokkőrétegek települnek bele. Andezittufarétegek vannak az említett budai, 50—60 m vastagságban föltárt, felszíni összletben is. A medenceképződményekben MAJZON a különböző mélyfúrásokban 40—82—162—386 m vastagságúnak találta. Eddigi isme-

reteink szerint ez az agyagösszlet és a homokkő—konglomerátumösszlet együttesen, egy szelvényben nem található, tehát egymást helyettesítő fáciesek.

Települési helyzete szerint idesorolható a Romhány körüli mélyfúrási és bányászati föltárásokban VARJU szerint megállapított föntebb említett alsólattorfi palás—halpikkelyes agyagmárgaösszlet is. Ugyanilyen melettás, gyér növénymaradványos, kovás—palás márgarétegek vannak a Csővár—Nézsa környéki rögök területén felszíni foszlányokban, valamint a bauxitkutató fúrásokban is. MAJZON szerint, egyik fúrásban a halpikkelyes, palás agyagmárga alatt kvarchomokkő (12 m) s alatta felsőeocén mészkő mutatkozott.

Ezek szerint ez az oligocéneleji agyagmárgaösszlet lattorfi emeleti medence belseje felé eső harmadik üledék, a partszegélyi homokkő egyenértékű tengeri medencefáciese. HORUSITZKY FERENC szerint redukciós közegű, pangó vizű, sekély, zárt medenceüledék.

Az alsóoligocén tagozatban a homokkő—konglomerátumösszlet legnagyobb vastagsága 60—80 m, a márgaösszlet sem lehet ennél több. Térbeli eloszlásukat térképvázlat mutatja (202. ábra).

Középsőoligocén (rupéli emelet)

Tengeri foraminiferás agyag

A Budai hegység területén az alsóoligocén végén általánossá vált tengerelöntés a középsőoligocénben egyveretű, nagyvastagságú agyagösszlet képződésére vezetett. Ez az agyagösszlet a HANTKEN nyomán klasszikussá vált „*Clavulina szabói* rétegeket" vagy „kiscelli agyagot" foglalja magában, amit régebben alsóoligocénba soroltak. MAJZON vizsgálatai szerint ennek az összletnek alsó része valóban az alsóoligocénba tartozik („tardi" szint), de a régebben egységesnek tekintett nagyvastagságú összlet nagyobb része, medencebeli kifejlődésében a rupéli emeletet képviseli, s főként *Foraminifera* faunája alapján, többé-kevésbé jól megkülönböztethető szintekre osztható. Ez a megkülönböztetés azonban egyelőre még csak a mélyfúrásokkal megismert medenceképződményekre szorítkozik, a fedőhegységbeli felszíni képződmények vizsgálata és irodalmi ismertetése még sok helyen, s a Budai hegységben is, hiányzik. Ez a kérdés összefügg az eocén—oligocén elhatárolásával is, amit a budai és bryozoás márgaösszlet együttesének jellemzésénél tárgyaltunk (208. o.). Utalnunk kell itt is KRUTZSCH és LOTSCH hivatkozott tanulmányára, amelyben a latdorfi rétegeket a felsőeocénbe sorolták, s a klasszikus középnémetországi agyagösszletben, a magyarországival egyezően, az alsó- és középsőoligocén együttesét látják.

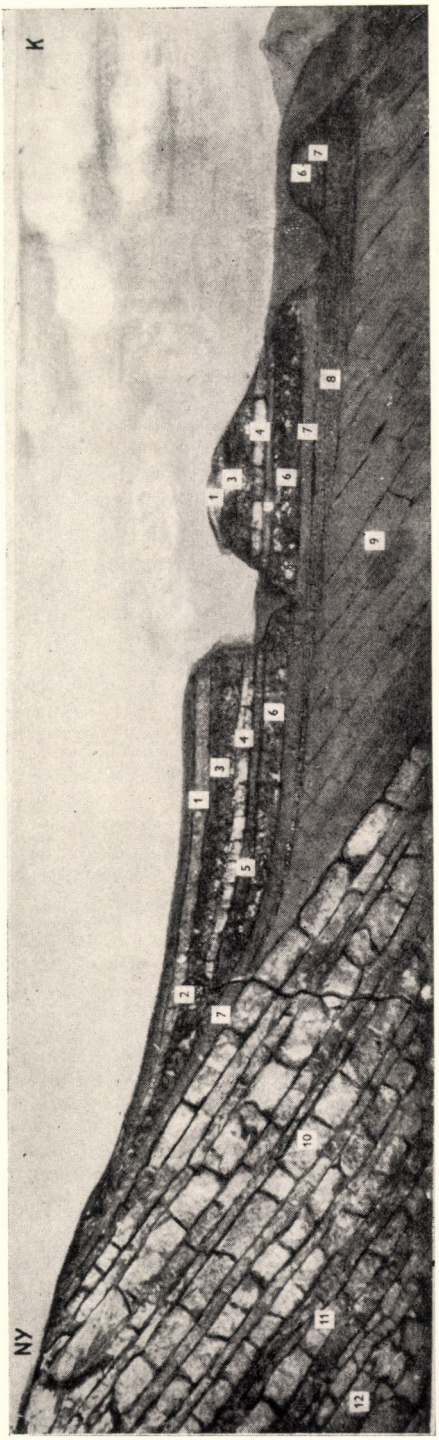
A rupéli emelet túlnyomólag, többé-kevésbé kemény, finomszemű, réteges—pados agyag, kisebb-nagyobb mésztartalommal, homokkő- és andezittufabetelepülésekkel, főként a középső tagozatában. Ásványos összetételében VENDL ALADÁR vizsgálata szerint, gyakori pirit, kvarc, plagioklász, mikroklin, alárendelten ortoklász, gipsz, muszkovit, biotit, klorit, „lignit"-törmelék, glaukonit, gránát, cirkon, rutil, magnetit, amfibol, kalcedon, turmalin, disztén, apatit, epidot vesz részt. VENDL a metamorf ásványokból kristályos alaphegységi származásra következtet. A pirit hintett szemek és gumók alakjában nagyon jellemző, és állandó bomlásával gipszkristályok képződésére vezet. Egyes rétegekben limonitgumók és jellegzetes rekeszes—sejtes (szeptáriás) mészkonkréciók is gyakoriak.

A rupéli emelet agyagösszletének faunajellegét HANTKEN „*Clavulina szabói* rétegek faunája" adja meg. Ennek jól fölismerhető részét Foraminiferák adják, de ezek mellett a hosszú időn át történt különböző gyűjtésekből ID. NOSZKY 388 kagyló, 370 csiga és 6 ásólábú fajból álló gazdag puhatestű faunát írt le. Ezenkívül szépia-félék és halak kerültek leírásra. A puha-

testűek többnyire vékonyhéjú alakok és ugyanilyenek a még ismertetésre váró iszapevő tüskésbőrűek. A puhatestűek ID. NOSZKY szerint határozottan oligocén jellegűek. A kagylók leginkább az északnémet oligocénnel egyeznek. Az egész faunaegyüttes vegyes, boreális és mediterrán alakok keverődésére mutat, és a sekélytengeri öv mélyebb részére utal.

MAJZON bükkszéki mélyfúrási anyagvizsgálatai alapján, majd további nagy mennyiségű felszíni és mélyfúrási rétegmintán végzett *Foraminifera* tanulmányok szerint az általános elterjedésű oligocén tengeri agyagmárgarétegösszletben a *Foraminifera* faunaegyüttes jellege, jelenléte vagy hiánya szerint összesen hét kifejlődési tagozatot különböztetett meg, 0—6 megjelöléssel. Ezek közül az 5. szint a lattorfi emeletbe tartozik („tardi" szint), a 6. szint pedig felsőeocén. Ezek a kifejlődési tagozatok mindeddig főként a medenceképződményekben vannak többékevésbé elfogadhatóan kimutatva, a Budai hegység felszíni fedőhegységére vonatkozólag még nincsenek részletesen ismertetve, illetve itt csak az 1. és a 4. tagozat van képviselve. Szükségesnek tartjuk azok rövid jellemzését azzal a megjegyzéssel, hogy azoknak egymásra következő szint jellege, egy szelvényben, rétegtanilag nincs még megnyugtatóan igazolva.

MAJZON nyomán tehát eredetileg négy szint (1—4) tartozik a rupéli emeletbe. Későbbi vizsgálatai szerint az 1. szint (1948) fölött még további 80—120 m vastag, egyenletes kifejlődésű, általános elterjedésű kalciteres, csillámos homokkő, alsó részében tufás homokkőtartalmú agyagmárgaösszlet is a rupéli emeletbe tartozik („nullás szint", újabban felsőrupéli). *Foraminifera* faunája igen gazdag, a mélyebb tagozatokkal szemben újabb alakokkal. Az egész sorozatot „tufás homokkő és meszes tufa" zárja le. Ez a felszínen is észlelhető riolittufás összlet, határréteg a katti emelet felé.

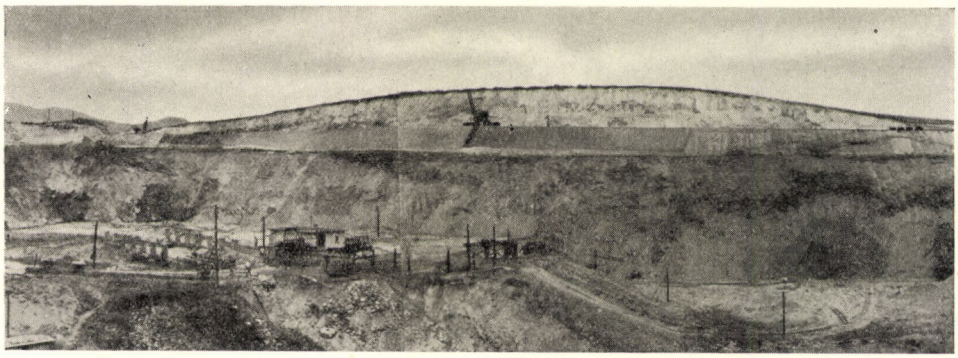


97. ábra. A kiscelli párkánysík földtani alkata (KOCH A., 1899): 1. mésziszap, 2. borsóköves mésztufa, 3. mésztufa kőfanyagú helyi kőzettörmelék, 4. mésztufa, 5. homokos agyagmárga, 6. mésztufa, 7. homokos, lejtőtörmelékes, meszes agyag, 8. mindeli dunakavics (1—8. pleisztocén), 9. középsőoligocén foraminiferás agyagmárga, felső részén egyenesre nyesett régi térszínnel, 10. mészmárga, 11. bryozoás márga, 12. nummulitteszes, discocyclinidás mészkő (10—12. felsőeocén)

1. Kékesszürke, felső részében sárgásszürke agyagmárga, ritkán vékony riolittufarétegekkel. Valamennyi szintnél gazdagabb *Foraminifera* faunája van a *Clavulinoides szabói* hiányával. Ebben különbözik a 2. szint faunájától. MAJZON szerint ezt az egyes szintet képviseli a Budapest vidéki felszíni rupéli foraminiferás agyagösszlet legnagyobb része. Vastagsága 100 m körül lehet.

2. Kőzetkifejlődésben az előbbivel azonos és abba folytatólagosan átmegy. Faunájában gyakoriak a Globigerinák. Vastagsága 100—160 m. A Budai hegység körzetében hiányzik.

3. Kőzetkifejlődésben agyagmárga, gyakori vastagabb homokkő- és tufarétegekkel, helyenként mangánkarbonátos rétegekkel. Az andezittufa- és tufás rétegek a különböző fúrások szerint itt a legsűrűbben mutatkoznak, de nem szintállók, a fúrásokban más-más mélységben jelentkeztek. Ez a tufarétegek kiékelődő voltára mutat, amit azok változó vastagsága (12—42 m) is igazol. A felsőbb agyagmárgarétegek mangántartalmúak.



98. ábra. Középsőoligocén agyag (fedőjében rissi—würmi folyóvízi homok és lösz), Solymár (KRIVÁN P. felv.)

Faunáját az agglutinált héjú alakok gyakorisága jellemzi. Vastagsága 30—100 m között változik. Bükkszék körül és Eger környékén ez a szint felszínen észlelhető, a Budai hegységben hiányzik.

4. Ugyancsak kékesszürke agyagmárga vékonyabb-vastagabb homokkő- és tufabetelepüléssel. Faunajellemzője a *Globigerina bulloides* tömeges megjelenése. Ez a Budai hegységben általános elterjedésű tagozat, HANTKEN *„Clavulina szabói"*-tartalmú „kiscelli agyag" megjelölésű 80—400 m között változó vastagságú klasszikus rétegcsoportja.

A bükkszéki olaj a 3. és 4. szint homokkő „tufás" rétegeiben volt.

5. Említettük, hogy ezt a szintet MAJZON „tardi" megjelöléssel a lattorfi emeletbe sorolja, és *Foraminifera* faunamentessége alapján a legjobban elkülöníthetőnek tartja. Kőzetkifejlődése is eltérő: sötétszürke és barnásszürke, kemény, pados agyag, alsó részében agyagmárga, középső—felső részében andezittufa- és homokkőrétegekkel. Egyes mélyfúrásokból MAJZON levéllenyomatokat, apró *Planorbis*-féléket (Margitsziget II. sz. fúrás) és halpikkelyeket említ. Az óbudai részen felszínen is megtalálható, HORUSITZKY szerint szellőzetlen, anaerob közegben keletkezett jellegzetes képződmény. Mint láttuk, ez a tagozat is változó (50—200 m), néha a többi tagozatnál nagyobb vastagságot is mutat.

6. Az agyagösszlet legalsó része 10—40 m vastagságban, a felsőeocén lithothamniumos mészkő fölött települ, az 5. szint rétegeivel azonos kifejlődésű, sötétszürke és sárgásbarna, Foraminiferákat *(Globigerina)* tartalmazó agyagmárgaösszlet. Helyenként vékony, lithothamniumos mészkőréteget is tartalmaz. Rétegtanilag a felsőeocén—alsóoligocén átmeneti határtagja lehet, a „budai márga—bryozoás márga" együttes felé kapcsolódó medencealakulati folytatólagossággal.

Nehéz feladat ebben az együttesen 400—1500 m vastagságú, lényegében izotopikus és izopikus rétegösszletben az ugyancsak változó vastagságú tagozatok keletkezési viszonyait magyarázni. Nehezíti ezt az is, hogy az egyes tagozatok részletes üledékkőzettani anyagvizsgálata még hiányzik. A mélyfúrási adatok nyomán MAJZON helyesen állapítja

meg, hogy itt a paleogén rétegek folytonos, „a lithothamniumos mészkőtől a budai márgán át, a rupéli foraminiferás agyagmárgába fokozatosan átmenő üledéksorozatot mutatnak". Továbbmenőleg, a „bryozoás" márgát a „budai" márgával egyezőnek véve, a mélyfúrásokban megismert medenceképződmények is a Budai hegységgel azonos rétegsorozatot mutatnak.

Az előzőkben vázoltuk a Budai hegység alsóoligocén fácieseinek egymáshozi viszonyát és a felsőeocén felé történő elhatárolás üledékképződési körülményeit. Vizsgálnunk kell még ezeknek a képződményeknek a rupéli emelet foraminiferás agyagösszletével való kapcsolatát. Ebben az összehasonlításban is sok zavart okoz az, hogy szakirodalmunk egy-két kivétellel, nem tud szabadulni a „kiscelli agyag" konzervatív, heterogén képződményeket egybefoglaló megjelöléstől, s az üledékképződés korszerű megkülönböztetéseivel kevéssé foglalkozik.

Az alsóoligocén partszegélyi homokkő—konglomerátumösszlet fölött, közvetlen reátelepülésben ismerjük a foraminiferás agyagösszletet Romhány körül. Bartkó Lajos megfigyelései szerint, itt a konglomerátum kimaradásával, a felsőbb részben csak homokkőrétegek vannak, és egyre gyakoribbak lesznek az agyagmárgabetelepülések, mintegy „átmenetet adva a fedő kiscelli agyag felé". Majzon 1948. évi jelentésében írja erről: „A Disznósárok finomszemű, helyenként lemezes homokköve közé, agyag- és márgacsíkok települnek". Iszapolási maradékából *Rhabdammina abyssorum*, *Textularia carinata*, *Clavulinoides szabói* és *Gyroidina soldanii* fajokat említ, mint a „homokkőösszlet első Foraminiferáit". Szőts szerint az alaphegységtől távolabb, a medencesüllyedékekben „a kiscelli agyag alatt lazább, finomabbszemű agyagos homokkő" mutatkozik. Ez nyilvánvalóan az említett 5. vagy 6. szintet képviseli.

Mind a Budai hegységben, mind különösen a Duna-balparti szigetrögök (Naszály—Romhány) körzetében a rupéli agyagösszlet szembeötlően lezökkent medenceösszletekben, ároksüllyedésekben, helyenként (Romhányi rög) törésmenti flexurás közbeékelődéssel foglal helyet.

Mindez arra mutat, hogy a szárazföldi, majd édesvízi üledékekkel (tarkaagyag) indult alsóoligocén üledékképződés a partszegélyi konglomerátum—homokkőösszlettel fokozatosan tengerivé vált, és pelites anyagváltozással, közvetlen átmenetekkel kapcsolódik a reátelepülő finomszemű, sekélytengeri agyagösszlethez.

Még határozottabb üledékátmenet van a felsőeocén—alsóoligocén sekélyten-



99. ábra. Középsőoligocén agyagösszlet csapásirányú feltárása; a nyitott törésekben magasabb rupéli tagokkal, Csillaghegy (Kriván P. felv.)

geri márgafácies és a foraminiferás agyagösszlet között. A márgaösszlet, *Foraminifera* faunájának közös alakjain kívül, fölfelé agyagosabbá, nyílttengeribbé válik, amit a közbetelepült, említett pteropodás rétegek is mutatnak, amelyek a rupéli foraminiferás agyagösszletben is megtalálhatók.

Végül, az alsóoligocén egyenértékű harmadik fáciese, a fauna nélküli agyag, azonos kőzetkifejlődéssel folytatódik a rupéli foraminiferás agyagösszletbe. Végeredményben tehát valamennyi kifejlődés az alsó- és középsőoligocén összefüggő, folyamatos, egységes üledékciklusát jelenti, ami jogossá teszi a magyar oligocén hármas tagolása helyett a régebbi kétosztatúságot. Ez azonban korántsem indokolja az oligocén időszak nevezéktani fölszámolását s a rupéli emeletig bezárólag keletkezett képződményeknek eocénba sorolását, a felsőoligocén (katti emelet) rétegeknek miocénba utalásával (Szőts).

A rupéli foraminiferás agyagösszlet régtől fogva építő anyagként (téglagyártás) történő fölhasználásán kívül az olajkutatásban is jelentős. Keletkezési és rétegtani kérdéseinek vizsgálata és megoldása tehát elsőrendű gyakorlati feladat is.

Felsőoligocén (katti emelet)

Az oligocén alsó és középső tagozatának kifejlődését a Budai hegységből kiindulva, északkelet felé többé-kevésbé azonos módon, a medenceképződményekben is nyomozhatjuk. A felsőoligocén kifejlődésében már feltűnő különbségek vannak a Budai hegységtől keletre és északkeletre eső területrészek túlnyomólag tengeri és a Dunántúli Magyar Középhegység túlnyomólag szárazföldi és édesvízi kifejlődései között. A Budai hegység a kettőt összekötő átmeneti terület. A budai oldalon, a hegyvidék belső részén, hiányzik a felsőoligocén. Itt kiemelkedéssel járó regresszióval kell számolnunk, s csak az északi (Pomáz) és a déli (Törökbálint) fedőhegységszegélyeken bukkannak felszínre felsőoligocén rétegek.

Az északi területrészen, a Szentendre—visegrádi andezit vidéken felsőoligocén rétegek vannak felszínen, dél felé Pilisvörösvárig és Budakalászig terjedően. Alsó tagozatuk agyagos, felső részük homokos kifejlődésben. Ezt a két tagozatot már legrégibb irodalmunk édesvízi—csökkentsósvízi cyrenás és tengeri *Glycymeris obovata*-tartalmú rétegösszletekként különböztette meg. Előbbinek jellemző faunaelemei a *Cyrena semistriata*, *Congeria brardii*, *Mytilus haidingeri*, *Potamides margaritaceus*, *Potamides plicatus*, *Turritella beyrichi*, *Melanopsis hantkeni*, *Neritina picta*. A tengeri tagozat vezetőalakja a *Glycymeris obovata*, mellette *Arca diluvii*, *Cyprina rotundata*, *Tellina-*, *Panopaea-*, *Pholadomya-*, *Ostrea-*, *Cerithium-* és *Turritella*-félék. *Foraminifera* faunája szegényes.

Az alsó tagozatot jelző csökkentsósvízi rétegekben Pomáz körül többnyire vékony, 20—30 cm agyagos, kiékelődő barnakőszénrétegek, kőszenes zsinórok vannak, amelyek sekélyvízi, időnként lefűződő lagunaképződményeknek tekinthetők. Koch Antal szerint ezek a felsőoligocén kifejlődések itt nem különíthetők el egymástól, mivel rendetlenül váltakoznak egymással. Találóan jellemzi, hogy „a nyílt tengertől elzárt, kiédesedő, időnként megismétlődően tengerrel újból elborított öböl- és lagunaüledékképződés volt ez, a tengeri rétegek tisztán homokos, az elegyesvíziek agyagos—homokos rétegeivel". Utal arra is, hogy az időnként összehordott növényi anyagok szerves

bomlása ilyen sekélyvízi medencerészekben olyan fizikai—vegyi viszonyokat létesít, amelyek a tengeri jelleg mellett is, csökkentsósvízi élettájékot jelentenek. Ez a magyarázat tökéletesen érthetővé teszi a csökkentsósvízi és tengeri rétegek váltakozását és a nyilvánvalóan allochton kőszénnyomok keletkezését.

Pomáz körüli ismételt kutatások megállapították ezt a gyakorlatilag jelentéktelen kőszenesedést, Szentendrétől északra, Szigetmonostorig több helyen kibúvásban is észlelhető csökkentsósvízi és édesvízi puhatestűekkel. Szalai Tibor szerint fölötte következnek a *Glycymeris obovata* és *Ostrea*-tartalmú rétegek. Vitális István szerint egy kutatófúrás Pomázon 300 m-ig hatolt felsőoligocén rétegekben.

A Budai hegység északi és déli fedőhegységrészében a felsőoligocén rétegek közvetlenül a rupéli emeletbe sorolt foraminiferás agyagösszletre települnek, az elterjedési viszonyok szerint föltehetően konkordáns módon, esetleg üledékfolytonossággal. Az együttest szemléltető fedőhegységi föltárást nem ismerünk. Budakalász és Pomáz között a rupéli agyagösszlet felső, közbetelepült homokrétegekkel váltakozó része még vizsgálatra váró átmeneti tagozat lehet. A pesti oldalon levő mélyfúrásokban a rupéli rétegek fölött megállapított felsőoligocén rétegek a keleti kifejlődéshez átvezető medenceképződményhez tartoznak.

A Budai hegység déli fedőhegységében (Budafok—Törökbálint—Bia) csak a *Glycymeris obovata*-tartalmú tengeri tagozatot ismerjük a felszínen vagy a reátelepült miocén tagozatok alatt. Itt is megegyezően települ közvetlenül a rupéli összletre, Schafarzik Ferenc—Vendl Aladár vázlatos szelvénye szerint. Vastagsága 100—200 m lehet. Vitális Sándor adatai szerint a törökbálinti mélyfúrásban 282—500 m között, 218 m vastagságúnak mutatkozott. Pomáz körül 100 m-t nem halad meg.

A Budafok—Törökbálint között húzódó felsőoligocén glycymeriszes homok sárga vagy szürkéssárga, szögletes, alig koptatott, víztiszta vagy homályos kvarcszemcsékből áll. Ezenkívül muszkovitot, ritkábban biotitot, amfibolt, földpátot, mikrokristályos átalakult kőzetszemcséket, limonitot és agyagos elegyrészeket tartalmaz. Helyenként apró kavics, néha kiékelődő kavicsos homokkő is közbetelepül. Mikrofaunája igen szegényes, alig jellemző (*Robulus inornatus, Elphidium crispum, Cibicides dutemplei*). Helyenként elég gazdag puhatestű faunájának jellemzői a *Glycymeris obovata, Pecten textus, Cardium cingulatum, Cyprina rotundata, Pitar incrassata, Pholadomya puschi, Panopaea menardi* sekélyvízi, fenéklakó alakok. Ez a kifejlődés jól osztályozott, síkpartközeli, a hullámmozgás hatása alatti mélységben keletkezett üledék.

A felsőoligocén tengeri tagozat másik kifejlődése szürke, sárgásszürke kemény agyag, a homokkal azonos ásványos összetétellel s azzal többnyire váltakozó rétegekkel. Ez a váltakozó rétegösszlet az átmeneti tagozatot képviseli, mert lefelé az agyag uralkodóvá válik, s éles határ nélkül fejlődik ki a rupéli foraminiferás összletből. Az agyag molluszkákban szegényebb, mikrofaunában valamivel gazdagabb, mint a homok. Ebben a mélyebb tagozatban közbetelepült csökkentsósvízi rétegek is valószínűsíthetők, amit Földvári Aladár budafoki kútból kikerült *Cyrena semistriata* adata igazol.

Végeredményben a Budai hegység déli fedőhegység tagozatának felsőoligocén rétegei, az északi Pomáz—Szentendre vidékivel azonos kifejlődésűek, s az Északkeleti Középhegység Nógrád—borsodi teljesebb oligocén sorozatának tagozataival egyeztethetők.

A Dunántúli Magyar Középhegység

A Budai hegység fedőhegységi oligocén kifejlődése elhatárolatlanul átmegy a medenceképződményekbe, egyszersmind átmeneti tag a nyugati és a keleti, nagyban eltérő kifejlődések között. A különbség lényege az, hogy keleten az oligocén mindhárom tagozata megvan és tengeri, nyugaton csak a felsőoligocén szárazföldi—édesvízi kifejlődését találjuk, imitt-amott tengeri beütésekkel. A Budai hegység és az Esztergom vidéki terület vegyes kifejlődésű átmenet a két szélsőség között. Ezt a különbséget, különösen a felsőoligocén Dunántúli középhegységi kifejlődésében, 1940-ben megjelent „Kőszén-földtani tanulmányok"-ban vázoltuk.

Esztergom vidéke

Az Esztergom vidéki terület átmeneti jellege abban áll, hogy itt a Budai hegységhez hasonló módon mindhárom oligocén tagozat képviselve van. Az alsóoligocén, mint láttuk, megelőző rövid tartamú szárazföldi lepusztításos szakasz után, partszegélyi transzgressziós homokkő- és konglomerátumösszlettel mutatkozik. Ennek alján, fejnagyságú dachsteini mészkőgörgetegek és discocyclinidás—nummuliteszes mészkőkavicsok is vannak. A fúrási adatok szerint, alatta a szárazföldi tarkaagyagösszlet is megtalálható.

Tisztázatlan még a rupéli emeletbe sorolt tengeri foraminiferás agyagösszlet jelenléte az Esztergom vidéki medencében. A HANTKEN által ezzel azonosított rétegek itt magasabb szintbe tartoznak, az újabb irodalom szerint felsőoligocénnek minősülnek. A rupéli agyagösszlet, a Pilisvörösvári medencétől északra, eddig biztosan kimutatva nincs. Kelet felé, Pomáz körül bukkan felszínre.

A felsőoligocénösszlet édesvízi, csökkentsósvízi és tengeri rétegek jól elkülöníthető csoportjából áll. Határozottan megújuló, önálló üledékciklus. Az édesvízi összlet közvetlen fekvője a partszegélyi homokkő. Ez az édesvízi összlet agyag vagy meszes agyagos közbetelepülésekkel elválasztott, három telepre osztott kőszénképződmény, a meddő közbetelepülésekben *Bithynia*-félével és *Melanopsis hantkeni*-vel. A kőszénösszlet mindössze 2—6 m vastag, változó telepvastagsággal, a telepek együttes vastagsága a fejtés alatti részeken 1,7—2,9 m. Egyenlőtlen kifejlődésű, egységes alaptelep, amit változó vastagságú közbeágyazások három padra osztanak. SZÁDECZKY-KARDOSS szerint, a kőszén erősen rezinites fajta, amit éghajlathűvösödésre utaló fenyőfélék elterjedésével magyaráz, allochton eredetű képződéssel. RÁKOSI LÁSZLÓ dorogi tanár a telepben függőlegesen álló, szenesedett, valószínűleg fenyő eredetű fatörzset talált. Ezenkívül a felsőoligocén homokból és homokkőből származó, gyakori kovásodott fatörzsmaradványokat tanulmányozta. Az édesvízi kőszénképződmény az Esztergom vidéki medencében szintálló, a medence nagyobb területén nyomozható, a telepkifejlődés azonban gyakorlatilag szűkebb körzetre szorítkozik. Ezzel az Esztergom vidéki édesvízi szinttel azonosítható a pomázi kőszénnyomos rétegösszlet is.

A csökkentsósvízi tagozat, a kőszénösszlet közvetlen fedőjében, szürke, képlékeny, molluszkás agyag, közbetelepült homokkőrétegekkel. Jellemző faunaelemei a *Cyrena semistriata*, *Congeria brardii*, *Melanopsis hantkeni*, *Potamides margaritaceus*, *Potamides plicatus*.

A csökkentsósvízi rétegek nem nagy vastagságú agyagos üledékei fölfelé fokozatosan mennek át csillámos agyagos homokkő-, csillámos agyagos homok-,

alárendelten szürke leveles agyagrétegekbe és apróbb kavicsos laza homokkőből álló összletbe. A homokkő gyérebben muszkovitot, igen sok biotitot tartalmaz, szenesedett növényi részekkel és fölismerhetetlen puhatestű héjakkal. Ez a tengeri sorozat a *Glycymeris obovata* kíséretében oligocén faunaelemeket tartalmaz : *Cardium cingulatum, Glycymeris heberti, Lutraria, Pholadomya puschi, Cyprina rotundata, Ostrea cyathula, Volutilithes rarispina, Turritella sandbergeri* alakokkal.

A felsőoligocén tengeri tagozat zárórétege 30—40 m vastag foraminiferás agyagmárga. Ezt régebben a rupéli agyagösszlettel azonosították, újabb megismerések a *Foraminifera* fauna alapján, a *Clavulinoides szabói* hiányával, a felsőoligocénbe helyezik. Ezt a foraminiferás zárótagot a csévi és kesztölci fúrásokban is hasonló települési sorrendben találtuk, az utóbbiban 329 m mélységig mindvégig gyéren mutatkozó Foraminiferákkal. Kelet felé, a pilismaróti 3. sz. földtani kutatófúrásban vékony pleisztocén agyag és némi andezitagglomerátum alatt (8 m) 437 méter mélységig az egész oligocén rétegösszletet átharántolták. A felsőoligocén sárga és szürke meszes agyag, homokos agyag (biotit, kevés muszkovit, gránát, turmalin, kalcit, limonit) gazdag *Foraminifera* faunával *Clavulinoides szabói* nélkül (83 m). A középsőoligocén világosszürke homokos agyagmárga, agyagos homokkő, lefelé növekedő homoktartalommal, gazdag *Foraminifera* faunával *(Clavulinoides szabói)* 359 méterig. Végül, a lattorfi emelet agyagos, barnakőszenes homokkő, finom homokos agyagmárga és szürke homokkő, szenesedett növényi maradványokkal, Foraminiferák nélkül (437 m-ig). Ez az egész oligocén rétegösszlet közvetlenül a raeti kösszeni, s alatta a valószínűleg nóri dachsteini mészkőre települ, s a medencebeli oligocén kifejlődést képviseli. Délkelet felé, a pilisvörösvári fúrásokban csak a felsőoligocén édesvízi tagozat, a solymári aknában Rozlozsnik Pál szerint, az oligocéneleji letarolás utáni üledékek tengeri kifejlődése mutatkozott.

Mindezek az adatok arra utalnak, hogy az Esztergom vidéki kifejlődésben egységes nagy oligocén üledékszakaszt találunk, az oligocéneleji rövid kiemelkedést követő transzgressziós, szárazföldi—édesvízi tagozatától, a tengeri üledékekig bezárólag. A tengerelöntés az oligocén végén állandósult tiszta tengeri képződményekig terjed.

A Dorog—Tokod vidéki teljes oligocén összlet együttes vastagsága 250—300 m lehet. A pilismaróti fúrásban 430 m.

A Gerecsehegység és a déli előtér medencéi

Az Esztergom vidéki oligocén kifejlődés egyveretű üledékképződési jellegével és megkülönböztethető fácies tagozódásával különálló átmeneti tengelyhelyzetet jelez a keleti és a nyugati oligocén kifejlődés között. Az összefüggés a kiindulásul vett Buda vidéki kifejlődések fácieseltolódásban mutatkozó különbsége mellett, délnyugat felé kimaradó rétegösszletekkel, kelet felé, a felsőoligocén kevésbé tagolható tengeri alakulásával mutatható ki.

Dél felé, a Gerecsehegység keleti és déli előtérmedencéiben, Szomor—Zsámbék—Mány—Bicskéig terjedően csak a felsőoligocén rétegösszletet ismerjük. Ennek kifejlődése az Esztergom vidékivel egyezően édesvízi, csökkentsósvízi és tengeri agyag, homokos agyag, durvább és finomabb, lazább vagy keményebb homokkő, jellegzetes biotitos és színes ásványos rétegekkel. A rétegösszlet azonban nem tagolható az Esztergom vidékihez hasonlóan. A 100—

300 m vastagság között változó rétegösszlet felső része homokosabb és helyenként *Glycymeris obovata*-tartalmú. Dél felé, Zsámbék—Páty irányában összeköttetésbe jut a törökbálinti *Glycymeris obovata*-tartalmú kifejlődéssel. Ugyanezt a kifejlődést találjuk a gerecsehegységi belső, többé-kevésbé zártabb Héregi, Tardosi és Tarjáni medencékben is.

Másik lényeges különbség mindezekben a kifejlődésekben a Budai hegységgel szemben az, hogy a felsőoligocén leülepedését hosszabb oligocéneleji lepusztulás előzte meg, aminek eredményeként az oligocén rétegösszlet legtöbbször közvetlenül a triász aljzatra települ, sok helyen az eocén csaknem teljes lepusztulásával, a kezdőrétegekben a lepusztítást bizonyító eocén törmelékkel. A *Potamides margaritaceus*-tartalmú rétegek a külszínen is megtalálhatók (Héreg), a héregi medencerészben a mélyfúrásban is mutatkoztak. A tarjáni és tolnai medencerészekben csak faunaelemek nélküli, szenes nyomokat tartalmazó édesvízi rétegek voltak. A mányi medencerész fúrásaiban, Óbarokig terjedően, a kőszenes rétegek kíséretében *Cytherea*-, *Potamides*-tartalmú rétegek, majd tovább délre, Alcsut körül már nyíltabb tengeri üledékek jelentkeznek.

A Vérteshegység, Tatabányai medence és a Vértes hegység nyugati fedőhegysége

Hasonló kifejlődésűek a Vértes hegység belsejében levő kisebb zárt medencék oligocén rétegei is. Kőhányáspusztán a mintegy 50 m vastag édesvízi oligocén barnakőszénnyomos rétegösszlet alján, pizolitos édesvízi mészkő is volt. Szárazföldi, részben degradált tűzálló tarkaagyagrétegek vannak Csákberény határában közvetlenül a dolomitra települt helyzetben. Ugyancsak Csákberényben, a községben levő középsőeocén miliolideás mészkőrétegek között hasadékkitöltésként, bemosott szürke és sárga homokos agyagból *Protoceratherium albigense* fogak kerültek ki, amelyek ennek a bemosott szárazföldi jellegű hasadékkitöltésnek, a bodajki gazdag faunájú hasadékkitöltéssel azonos, rupéli emeletbe tartozását igazolják. Oligocén partszegélyi kavicsos rétegek maradványai az alaphegység 400—500 m fölötti térszínén sok helyen találhatók. Mindezek a lepusztulásból visszamaradt kisebb-nagyobb foszlányok az oligocéneleji lepusztulási szakasz szárazföldi termékei.

A Tatabányai medencében az oligocéneleji lepusztulás fokozottabb és valószínűleg a felsőeocén végétől kezdődően időtartamban is nagyobb méretű volt. A felsőoligocén határozott abráziós alapkonglomerátummal kezdődik, amelyben helyenként a triász, sőt az eocén nummuliteszes mészkő, kőszén és édesvízi mészkő nagy görgetegei, néha szögletes rögei mutatják a lepusztítás hatalmas méreteit és a keletkezett durva törmeléknek szállítottság nélküli, helyi fölhalmozódását.

Ennek a nyugati kifejlődésnek föltűnő különbsége a tengeri jelleg hiánya. A rétegösszlet szürkészöld, kemény, fényes törésfelületű agyagból, apró mészkonkréciós agyagmárgából, változó szemcséjű, sok színes ásványtörmeléket tartalmazó jellegzetes biotitos homokkőből, apróbb kavicsos vagy durvább konglomerátumból áll. Ez a kvarc és a színes ásványos anyag kétségtelenül az északi, északnyugati, kisalföldi előtér egykori kristályos alaphegységéből származik, a biotit vulkáni eredésű lehet. A mezozóos alaphegység anyaga legföljebb az összlet alját tevő alapkonglomerátumban található. Ezenkívül különösen szembeötlő a lepusztított eocén rétegekből származó koptatott

Nummulites-félék viszonylagos gyakorisága a durvaszemű homokkő- és aprókavicsos konglomerátumrétegekben (*Nummulites striatus, Nummulites lucasanus, Nummulites perforatus*).

A rétegösszlet túlnyomóan édesvízi jellegét az agyagos rétegek kőzettani sajátságain kívül gyér puhatestű héjtöredékek és kőszenes nyomok mutatják. Ebbe a rétegösszletbe tartozik a Vértessomlón föltárt és a múlt század végén kitermelt barnakőszén, amelynek rétegtani viszonyait HANTKEN részletesen ismertette. A vértessomlói bányászat történetét pedig TILES közölte (Bány. és Koh. Lapok LXV. 1932.). HANTKEN szerint „az oligocén képződmény egymással váltakozó agyag-, homokkő- és kavicsrétegekből áll, melynek alsó osztályzatában 1,9—2,5 m vastag, rendesen két, vagy 16 cm homokos közfekvet által 3 padra osztott széntelep fordul elő". A kőszénösszletből a jellemző *Anthracotherium magnum valdense* alakkörébe tartozó faj került ki. Ez igazolja felsőoligocén korát, a kifejlődés pedig az Esztergom vidéki katti emelet alsó, édesvízi tagozatával azonos, azzal a különbséggel, hogy itt a kőszénképződés gyakorlatilag kevésbé kiterjedt, szűkebb körzetre szorítkozott.

A Vérteshegység északnyugati és nyugati oldalán ezt a szárazföldi—édesvízi felsőoligocént találjuk Oroszlány—Pusztavám—Mór vonalában, jelentéktelen kőszenes nyomokkal is. Felszínen csak kisebb mértékben látható, az itteni mélyfúrások azonban gazdagon föltárták, jellegzetes, durvább—finomabb törmelékes üledékekkel. HANTKEN a kőszéntelep fedőjében levő rétegösszletből *Potamides margaritaceus* jelenlétét is említi. A Vérteshegység nyugati oldalában levő újabb föltárásokban csak édesvízi szervesmaradványok voltak. Ezek között figyelemre méltó az oroszlányi aknamélyítésből kikerült *Unio inaequiradiatus*. Csak kelet felé, a tatabányai XV. aknából mutatkoztak a *Potamides margaritaceus, Potamides plicatus, Melanopsis hantkeni* és *Neritina*-félék. A puhatestűek ritkaságától eltekintve, arra lehet következtetni, hogy nyugat felé a kifejlődés teljesen szárazföldi—édesvízivé válik, s a kelet felől előrenyomult tenger idáig nem jutott el.

Föltehetőleg a Vérteshegység északi és nyugati előterében, a Kisalföld felé, ez a kifejlődés bizonyos távolságig. a medenceösszletben is folytatódik. Ezt mutatják a Dad körül SÜMEGHY JÓZSEF által leírt, miocénnek minősített szárazföldi rétegek is.

A legutóbbi idők itthoni oligocén vitájában egyesek ezeknek a vértes-hegységi rétegösszleteknek felsőoligocén korát faunisztikai alapon kétségbevonják s a miocénbe utalnák. Másik végletként, MAJZON a vértessomlói kőszenes rétegösszletet, téves alapon, a lattorfi emeletbe tartozónak sejteti. Mindkét fölfogás helytelen és alaptalan.

A Bakonyhegység

A vérteshegységivel azonos fedőhegységi felsőoligocén kifejlődést találunk folytatólag az Északi Bakonyban. Ősföldrajzi alapon, ennek első édesvízi felszíni kibukkanásául tekinthetjük a bodajki rétegeket, amelyeket SÜMEGHY alsómiocénnek írt le. Ugyanezeket a felsőoligocén édesvízi rétegeket körülhatárolt, kiékelődő agyagos barnakőszénnel találtuk a fehérvárcsurgói Rákhegy néhány mélyfúrásában, 100 méterig terjedő vastagságban, az eocén rétegek fölött. A barnakőszéntelep 1—5 m vastagság között változott, meghatározhatatlan édesvízi csigahéj töredékek kíséretében. A Bodajk körüli dolomitfelszínen nyomokban mutatkozó, vöröstarka, homokos agyagfoszlányok rétegtani helyét biztosan rögzíti a bodajki (kajmáti) dolomitkőfejtőben, a dolomithasadékokat és a dolomit karsztos, egyenetlen felszínét kitöltő

szárazföldi vörös és szürkészöld homokos agyag, amiből legutóbb igen gazdag gerinces fauna került ki. A hasadékkitöltő homokos agyag folyóvízi szállításra mutató koptatott és éles ásványszemcsékből, víztiszta kvarc- és dolomitszemekből áll, bemosott, gyér eocén puhatestű héjtöredékekkel. A fauna a hasadékba, dolinamélyedésbe hullott állatok összetört, nem koptatott, rágcsálóktól is megrágott csonthalmaza. Szárazföldi csigahéjtörmeléken kívül halfogak, kétéltűek (béka- és szalamandra-félék), hüllők (gyíkok, kígyók), apró emlősök (rágcsálók, pele, mókus, menyét). Ez a fauna, KRETZOI MIKLÓS vizsgálatai szerint Magyarország legrégibb, sőt Középeurópa leggazdagabb gerinces faunaegyüttese, ősföldrajzilag a szápári *Anthracotherium*-tartalmú rétegekkel egyeztethető, valamivel idősebb, rupéli szárazföldi nedves erdei fáciest igazol. Ez az új magyar gerinces faunalelet helyi rétegtani vonatkozásán túlmenőleg nagy jelentőségű a katti—akvitáni emeletek határkérdési vitájában is. Igazolja az oligocénvégi, középsőmiocénig terjedő dunántúli szárazföldi szakaszt.

A bakonyi édesvízi felsőoligocén kifejlődés típusát az egykori szápár ibányászatban föltárt rétegek jelzik, amelyeket HANTKEN és TILES leírásaiból ismerünk (Tiles J., A szápári szénbányászat. Bány. és Koh. Lapok LXVII. 1934.). A szápári kőszénképződmény a vértessomlóival teljesen egyező, édesvízi agyagrétegekkel megosztott teleprészekből áll, HANTKEN szerint 12,86 m vastagsággal, 3,6 m kőszénnel. TILES szerint a telepösszlet 4—7 m vastagság között változik és agyagos beágyazásaival is sok hasonlóságot mutat az Esztergom vidéki, három részre osztott kőszénösszlettel. Az agyagból növénylenyomatok, *Chara*-termések, édesvízi csigák és a Vértessomlóról is kikerült *Anthracotherium magnum* alakkörébe tartozó *Anthracotherium valdense* var. *szápárensis* került ki. Fedőjében homokkő, kavics és konglomerátum van, HANTKEN szerint kőszénhömpölyökkel, amelyek „kétségtelenül az oligocén telepekből valók". ... „ennélfogva a széntelepek már szilárd állapotban voltak, midőn a fedőt alkotó rétegek anyaga összehordódott". A konglomerátum anyaga mészkő, sok nummuliteszes mészkő, kvarc és alárendelten „trachitdarabokból" áll. Az utóbbi valószínűleg az eocén amfibolandezit lehet. A szápári Sánchegyen HANTKEN kovásodott fatörzseket említ belőle. Ezek szerint ez a fedőkonglomerátum nyilvánvalóan a bakonyi helvéti kavicsösszletbe tartozik.

A szápári kőszénösszlet fekvője középsőeocén foraminiferás, discocyclinidás agyag, amit régebben a rupéli agyaggal azonosítottak. MAJZON szerint a szápári telepösszlet fekvője felsőeocén globigerinás agyagmárga, amely fölött a szápári összlet hézagtalanul települ. Ebből a szápári rétegösszletet lattorfi korúnak véli, mert a hiányzó nagy vastagságú rupéli—lattorfi rétegek teljes lepusztítását nem tartja valószínűnek. Ez a fölfogás az oligocéneleji—eocénvégi lepusztítás nagy méreteinek ismeretében és az említett rupéli emeletet jelző bodajki szárazföldi gerinces fauna bizonysága szerint teljes egészében helytelen.

Ez a felsőoligocén édesvízi összlet a Bakony északi szélén felszínen nem nyomozható. Újabb mélyfúrási adatok szerint Ólaszfalu határában megállapították. Egykori elterjedése nyugat felé, tehát Zircig terjedően föltételezhető, de az alsómiocén letarolás nagymértékben elpusztította. Vastagsága a szápári templom melletti egyik fúrási adat szerint 250 m-nél nagyobb, a régebbi többi fúrások ellenőrizhetetlen adatai szerint 38—134 m között változott. Ez is az édesvízi összlet egyenlőtlen lepusztítását bizonyítja. A bányászati föltárások és kutatások pedig a szápári kőszénkifejlődést a vértessomlóihoz hasonló, korlátozott, helyi növényi fölhalmozódásból keletkezettnek mutatják.

Zirctől nyugatra, a Bakonyhegység északi szélén vagy annak előterében sem felszínen, sem fúrásokból a felsőoligocén rétegeket nem ismerjük. Föltehetőleg ez a területrész magasabb térszínű szárazföld volt, amit igazol az oligocén elterjedésének nyugat felé csökkent volta és a tengeri kifejlődés fokozatos megváltozása is.

Az északkeleti területrészek

A Dunántúli Magyar Középhegység nyugat felé egyenlőtlenné váló, hiányos oligocén kifejlődésével szemben a Budai hegység teljes rétegsora átmeneti középhelyzetet foglal el, amit szárazföldi—partszegélyi—sekélytengeri, majd feltöltődéses, regressziós, ingadozó édesvízi—csökkentsósvízi és tengeri üledékképződési szakaszként jellemeztünk. Ezt az átmeneti megismétlődő üledékszakaszos kifejlődést találjuk a Duna-balparti rögökben, Romhányig terjedően, a Cserháthegység előhegyeiben is. Tovább keletre, illetve a megállapított medenceszegélyi „paleogén határvonal" mentén északkeletre, a Mátra- és a Bükkhegység fedőhegységében és medencealakulataiban az oligocén kifejlődése egyveretűbb, teljes nagy üledékciklusba foglalható.

Alsóoligocén (lattorfi emelet)

Kőzetkifejlődésében az alsóoligocén partszegélyi durva homokkő és konglomerátum csak a Bükkhegység déli oldalán, Noszvaj körül észlelhető, s nagy általánosságban, fedőhegységbeli helyzetében kisebb mértékű szárazföldi alakulással egy alsóbb, agyagos és egy felsőbb homok- és homokkőkifejlődést találunk. Horusitzky Ferenc szerint a lattorfi emelet „geokrátikus", a rupéli „talattokrátikus" időszak.

A keleti fedőhegységi, tehát a hegységhez simuló felszíni vagy felszínközeli részeken az alsóbb, agyagos tagozat a Budapest vidéki rupéli emelet medence jellegű, nagyvastagságú rétegeit foglalja magába. Különösen jól kitűnik ez a medencealakulatok rétegtani viszonyait tisztázó mélyfúrási anyagvizsgálatokból, amelyeknek ismertetett szintekre tagolásában Majzon a lattorfi emelet jelenlétét is megállapította. A fedőhegységi felszíni részletekben fiatalabb rétegösszletekkel fedve, kevés helyen mutatkozik a felszínen s legtöbbször az alaphegység peremén, medencealakulatként, hirtelen mélységben található. A lattorfi emeletbe tartozó rétegeket a felszínen, a Bükkhegység déli oldalán, Egerben (Kiseged) halmaradványos, növénylenyomatos kovás márgapalarétegekkel, Noszvaj mellett pedig partszegélyi kvarchomokkő- és konglomerátumrétegekkel ismerjük. Ezek fedőhegységi helyzetben idősebb tagokra települnek, de közvetlen fekvőjéhez való viszonya nem olyan világos, mint a Budai hegységben.

Középsőoligocén (rupéli emelet)

A rupéli emelet tengeri agyagösszletének jelenlétét a cserhátalji rögöktől kezdődően, a Mátrahegység és a Bükkhegység déli öbölképződményeiben kisebb-nagyobb felszíni kiterjedésben nyomozhatjuk. Többnyire azonban csak a mélyfúrások anyagával ismertük meg Majzon tanulmányaiból a teljes tagozatok jelenlétét, kifejlődését és mikrofauna jellegeit.

Felsőoligocén (katti emelet)

A keleti oligocén felső homok- és homokkősorozata, amit általában a katti emeletbe foglalunk össze, kifejlődésében lényegesen eltér valamennyi azonos korú dunántúli kifejlődéstől. Viszont a Cserháthegységtől kezdődően, a Zagyva—Ipoly—Sajóvölgy medencealakulataiban, több-kevesebb helyi eltéréssel, meglehetősen egyveretű típusokba foglalható. Ezt az id. Noszky régebbi vizsgálatain alapuló összesítésből származó kifejlődési keretet az újabb apró-

lékos és helyi jellegeket túlértékelő vizsgálatok lényegesen nem módosították. A felsőoligocén keleti kifejlődésében ID. NOSZKY megkülönböztetett agyagos fáciest, agyag—homok váltakozó fáciest és glaukonitos homokkőösszletet.

Az agyagösszlet a felsőoligocén alján, a rupéli emelet tengeri agyagösszletéből éles határ nélkül fejlődik ki, és a medencealakulatban folytatódik. Több-kevesebb homokot tartalmazó, helyenként jellegzetes csillámos, finomszemű, legtöbbször jól rétegzett, slirszerű kifejlődés. *Foraminifera* faunája a rupéli emeletével közös elemeket tartalmaz, de annál szegényebb. Sima *Pecten* és vékonyhéjú egyéb kagylói is csöndesvízi, sekélytengeri képződést jeleznek. Vastagsága 300 méternél több is lehet. Általános elterjedésű a Cserhátban Balassagyarmat—Nagyszécsény—Salgótarján között, majd a Mátrától északra, Ózdig, azon túl, Putnok, Aggtelek vidékén, a Sajóvölgyben is.

Az agyag és homokkő váltakozású kifejlődés főként a nyugati és déli részeken mutatkozik, mintegy összekötő átmenetként a Dunántúli Magyar Középhegység felé. Vékonyabb-vastagabb, foraminiferás agyagrétegek homokkal és homokkővel váltakozó összlete, *Glycymeris obovata*, *Ostrea*-tartalmú tengeri, és *Potamides margaritaceus*-tartalmú csökkentsósvízi közbetelepülésekkel, az utóbbiak kíséretében vékony, többnyire kiékelődő, gyakran kitűnő minőségű kőszénlencsékkel vagy telepekkel. Ezek növénylenyomatok kíséretében, különböző szintben mutatkoznak. Legjobban ismert az összlet felső részében levő becskei kőszén. Néhol anomiás—ostreás homokkőpadok is vannak, de sem ezek, sem a potamideszes rétegek nem szintállók, a különböző területrészeken nem párhuzamosíthatók.

Ez a kifejlődés a Budai hegység Pomáz—Leányfalu közti rétegösszletéhez kapcsolódik, több agyagtartalommal, hasonló *Potamides margaritaceus* és ostreás—anomiás rétegekkel, valamint kőszenes nyomokkal. A pesti oldalon Göd—Vác körül folytatódik Csővár—Diósjenő között, Szátok—Balassagyarmat felé. Gödön 0,4 m vastag kőszénkibúvást ismerünk. A Börzsöny körül is sok helyen kőszenes nyomokkal mutatkozik.

A glaukonitos homokkőkifejlődés legjellegzetesebb összlete a keleti oligocén területnek. Változatos szemnagyságú, túlnyomólag kvarcanyagú, muszkovitos és egyes rétegekben uralkodóan zöld színű „glaukonitból" álló homokkő. A glaukonit eddigi ásványtani vizsgálat szerint nem eredeti képződmény, hanem bemosott törmelékanyag. Ez a rétegösszlet kőzetkifejlődésben nem egységes, behatóbb üledékkőzettani vizsgálatra érdemes, nagyvastagságú agyagos, homokos és homokkőrétegekből áll. ID. NOSZKY JENŐ a Nógrád—Heves—Borsod megyei nagy kiterjedésű területen két szélső kifejlődést különböztetett meg. A Nógrádmegyer—Sóshartyán—Karancság—Szalmatercs—Piliny közötti nyugati területen a glaukonitos homokkőösszlet homokos agyagrétegekkel váltakozik, s az utóbbiak átmenetet jeleznek a mélyebb agyagos—slirkifejlődésből, sima *Pecten*-félékkel. A másik kifejlődésben, az ipolymenti részek agyagos homokos összletében a glaukonitos homokkő vastag betelepülésekkel mutatkozik. Gazdag faunájú sorozat ez, különösen partközeli puhatestűekkel, Ostreákkal és igen sok cápafoggal (Mucsiny, Ipolytarnóc).

Ezek a rétegek ID. NOSZKY szerint a katti emelet középső és legfelső részét képviselik, újabb vizsgálatok alapján a miocén akvitáni és burdigalai emeletét jellemző faunát tartalmaznak (CS. MEZNERICS ILONA). A Bükkhegység nyugati fedőhegységében, Egercsehi körül és a Sajóvölgyben a katti emeletet burdigalai rétegek fedik. A Bükkalján Eger környékétől kezdődően a felsőoligocén hiányzik, s ott akvitáni vagy burdigalai tengeri rétegek közvetlenül középsőoligocén vagy idősebb tagokra települnek.

Jaskó Sándor és Szentes Ferenc, valamint Bartkó Lajos vizsgálatai a Nógrád—Heves—borsodi részen jól megvilágítják a katti emelet rétegtani kifejlődését, fáciesváltozásait, vastagsági viszonyait és elhatárolási lehetőségeit. Ezek összeegyeztetésével id. Noszky hármas tagolását igazolva látjuk. Szentes hét kifejlődési módot ismert föl:

1. Alul szürke foraminiferás agyagmárga és csillámos homokos agyag, *Pecten corneum*-mal (500 m). Ez megfelel Noszky alsó agyagos slirösszletének: foraminiferás agyagmárga, ami az összes szerzők szerint fokozatosan, átmenetekkel fejlődik ki a rupéli foraminiferás rétegekből, pontosabb elhatárolás lehetősége nélkül. Ezt találjuk a Buda vidéki kifejlődésben is. A megkülönböztetést a *Foraminifera* fauna szegényebb volta mellett az általános rétegtani és települési viszonyok lehetővé teszik.

2. Átmeneti agyagmárga, agyagos homokkő, gyér glaukonitos homokkőbetelepülésekkel (150 m).

3. Vastagpados lazább—keményebb homokkő, jellegzetes homokkő nagykonkréciókkal (300 m).

4. Glaukonitos agyagos homokkő, Szentes szerint délről észak felé irányuló jellegzetes keresztrétegzettséggel (300 m).

5. Agyagos homok és homokos agyag (400 m).

6. Vastagpados durvaszemű csillámos kvarchomokkő, vékony biotitos tufás csíkokkal (200 m), bentonit rétegekkel (Istenmezeje).

7. Glaukonitos agyagos homokkő.

Bartkó a Balassagyarmat—sóshartyáni, nyugati kifejlődésben az agyagos összlet biztos fölismerésével szemben, a homokos sorozatban, a partközeli gyors és gyakori fáciesváltozások miatt, a párhuzamosítást, valamint a további szintekre tagolást még a *Pecten, Ostrea, Anomia, Glycymeris, Cerithium* és *Turritella* faunaelemek jelenléte mellett is vitathatónak tartja. Ez valószínű és megfelel id. Noszky megállapításainak is.

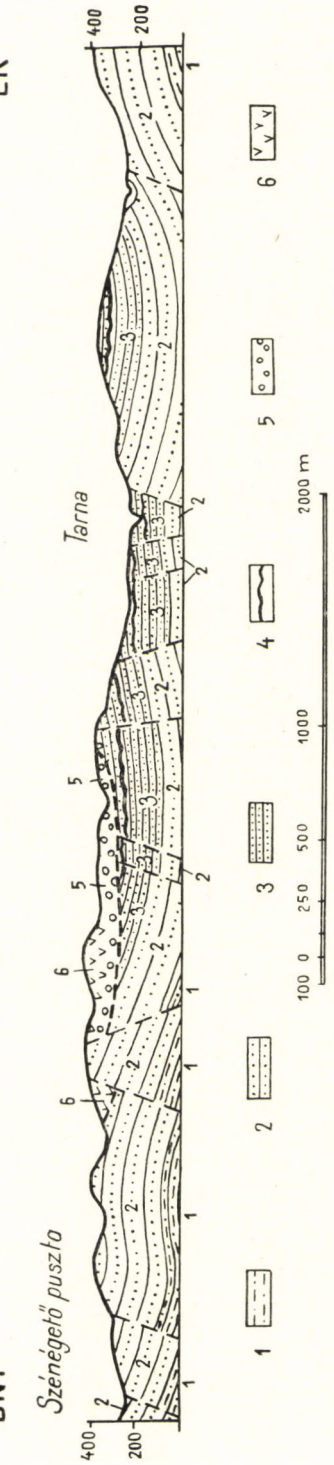
A katti emelet rétegösszletének vastagsága a nyugatnógrádi területen, mélyfúrások alapján, 600—700 m. Ez arra utal, hogy kelet felé a rétegösszlet lényegesen kivastagodik, és változatlanul partközeli, litorális—sekélytengeri jellege szerint, az üledékek kőzetkifejlődésében különbség mutatkozik. Ez a szembeötlő különbség a glaukonitos homokkő fokozatos kimaradásában jelentkezik nyugat felé, ami a glaukonitképződés különleges volta szerint a keleti tengerrész fizikai—vegyi viszonyainak különbségét (hidegebb áramlások) is jelentheti.

Bartkó utal még arra a jelentős különbségre is, hogy a nyugati területrészen a katti emelet rétegösszlete nem zárul a glaukonitos homokkővel, ami, mint láttuk, errefelé fokozatosan elvékonyodik, hanem a glaukonitos homokkő fedőjében 20—25 m vastag foraminiferás agyagösszlet van, a rupéli fauna jellegeivel. Reámutatott egyszersmind arra is, hogy ez a *Foraminifera* fauna a katti emelet homokos—agyagos rétegösszletében többször megismétlődik az agyagrétegekhez kötött módon. Ez az oligocént záró foraminiferás agyag a Dorog—tokodi foraminiferás agyaggal azonosítható, ami nyugat felé az oligocén kifejlődéssel való tengeri összefüggést jelenti, annál is inkább, mivel ilyen foraminiferás agyagrétegek a közbeeső cserhátalji és Vác környéki területeken is megtalálhatók. Fokozatos kimaradással megvannak a foraminiferás zárórétegek a gerecsehegységi medencékben (Héreg), sőt a Budai hegység felé Csév—Kesztölc körül, valamint az említett pilismaróti fúrásban is.

Ferenczi István a cserháti felsőoligocénben (sztampium) mélyebbtengeri foraminiferás agyagfáciest, slires—homokos és homokkő-, majd cyrenás kifejlődést, végül szárazföldi *Helix*-tartalmú rétegeket különböztetett meg. Ezek lényegileg egyeztethetők Wein György Szentendre körüli, katti—akvitáni emeletbe sorolt cyrenás agyag, *Glycymeris obovata* és *Potamides*-tartalmú rétegekkel, az édesvízi *Melania-, Viviparus-, Unio*-tartalmú rétegek pedig a föntebbi *Helix*-tartalmú rétegekkel.

A fedőhegységi, felszínen mutatkozó katti emeletbeli képződményekben Bartkó a nyugatnógrádi területen homokos agyagmárgát, keresztréteges homokkövet, ostreapados kavicsos homokkövet, hieroglifás homokkövet, agyagcsíkos homokkő és homokos—kavicsos agyagot különböztetett meg. Valamennyi mindvégig változatlanul partközeli képződmény.

A katti emelet képződményei, de általában az oligocén üledékösszletek, nyugatról kelet felé mindinkább vastagodók, mint azt Bartkó adatai szemléltetik. Ez a vastagodás azonban aligha éri el a Szentes adatai szerinti értékeket, amelyek a katti emeletre 1880 métert jelentenek. Ez a becslésszerű vastagság túlzottnak mondható, mert a rögökre tagolt területen felszínre bukkanó különböző rétegtagok nagymérvű lepusztulása, meg-



100. ábra. Az istenmezei bentonit települési helyzete (Szentes F. szerint): 1. agyagos homok és homokkő, 2. pados homokkő, homokkőkonkréciókkal, 3. márgaközbetelepüléses homokkő, 4. bentonit (1—4. katti emelet), 5. alsómiocén kavics, homok, 6. alsó riolittufa

felelő vezetőszintek nélkül megközelítőleg is alig volna megállapítható. A felsőbb, glaukonitos tagozat mindenütt szembeötlő, jól felismerhető térszíni formákban mutatkozik.

Északkeleten, Istenmezeje körül, a glaukonitos homokkőösszlet felső határán biotitos riolittufarétegek vannak, gyakorlatilag értékes bentonitos rétegekkel (100. ábra).

Tovább, észak felé, Disznósd, Szentjakab, Ózd, Sajóvárkony, Királd környékén sárgászöld glaukonitos homok és laza homokkő, majd a Sajóvölgyben, Putnok, Málé, Kelemér, Trizs, Ragály felé, Rudabányáig terjedőleg, sötétszürke, muszkovitos, homokos palás agyagrétegek nyomozhatók. Ezek részben a katti emelet felsőbb, glaukonitos homokkőösszletét, részben annak mélyebb, agyagos—slires tagozatát helyettesítik. Ózd—Putnok körül tetemes vastagságúak, kelet felé külszínen nem észlelhetők, a fúrások szerint, valószínűleg oligocénvégi lepusztulás miatt elvékonyodnak. Alattuk mindenütt a rupéli emelet agyagösszlete mutatkozik, a Sajó déli oldalán Parasznyáig, az északi oldalon Rudabányáig. Rudabányától keletre oligocén rétegeket sem felszínen, sem a mélyfúrásokból nem ismerünk. A miocén különböző tagozatai közvetlenül az idősebb alaphegységre települnek.

A katti emelet felszíni elterjedése kelet felé Egercsehi körül megszűnik. A Bükkhegység déli fedőhegységében hiányzik, s eddigi adataink szerint a medenceképződményekben sincs. Eger környékén a rupéli rétegek a 4. szintnek megfelelő faunával vannak meg. Legfelső rétegeik jellegzetes glaukonitos homokos agyaggal és homokkővel, amelyek Egerben a Szőlészeti iskola kútfúrásából is előkerültek, miocén (akvitáni emelet) jellegű faunaelemekkel. Ezek fölött, az egri (Wind-féle) téglagyár klasszikus föltárásának gazdag faunájú, akvitáni rétegei települnek.

A fedőhegység oligocén képződményeinek összefoglalása

A paleogén rétegek kifejlődésének és elterjedésének rétegtani vázolásából néhány általánosabb megállapítás adódik. Az üledékképződés az eocénben és oligocénben csak partközeltől sekélytengerig terjedő keretekben történt, jól fölismerhető partszegélyi képződményekkel. Az eocén zártabb, tagoltabb medencerészletekben, öbölalakulatokban keletkezett üledékösszlet. Vastagsága az oligocén rétegösszleténél kisebb. Ez a különbség még föltűnőbbé válik azzal, hogy az eocénben nagyon jelentős mészkőképződés az oligocénben csaknem teljesen hiányzik. Az édesvízi mészkőképződés is jelentéktelen. A mészkő kimaradása az oligocén tenger hidegebb vizével és általános éghajlatváltozással függ össze, amit az északi faunaelemek és a glaukonitképződés is igazolnak. Mindkét esetben az üledékképződés tartós medencesüllyedés közben történt, de az eocénben kisebb mérvű, lassúbb süllyedéssel, többszörös feltöltődésből következő regressziós megszakításokkal, a felsőeocén kezdetén megújuló transzgresszióval. Az eocén végén, a pireneusi kéregmozgási szakasznak megfelelő kiemelkedés, eocénvégi—oligocéneleji, különböző mértékű lepusztulás után, az oligocénben újrainduló folyamatos süllyedéssel, tengerelöntéssel, feltöltődésből és kiemelkedésből származó regresszióval teljes üledékciklus létesült.

A paleogén medencerészek különböző mozgékonysága és a feltöltődésből származó mélységkülönbségek a kifejlődések változásában mutatkoznak. Az eocén, a Dunántúli Magyar Középhegység nyugati részén, az oligocén az ország keleti, északkeleti részén tengeribb jellegű. Az eocén és oligocén képződmények ilyen ellentéte nem teszi elfogadhatóvá Szőts rétegtani fölfogását, az eocénnek az oligocén alsó—középső részével történő egybefoglalását (214. o.). Ezzel előtérbe kerül az eocén—oligocén elhatárolás kérdése, ami a rétegtani áttekintés szerint csak a „bryozoás" és a „budai" márga hovatartozására egyszerűsödik. Üledékképződés és település szerint ezek a képződmények egységes keletkezésűek és az eocénbe tartoznak. Település szerint a Budai hegységben, az alaphegységhez simulva, a magaslati részeken mutatkoznak. Medenceüledékekben hiányoznak.

Az eocén—oligocén tehát a pireneusi mozgással természetesen határolódik, amire Gaál István más vonatkozásban is rámutatott. Így az oligocén üledékciklus együttesében a partszegélyi homokkő és konglomerátum, az agyagösszlet és a katti emelet rétegsora foglal helyet. Horusitzky Ferenc ezt az üledékegyüttest „stampi" megjelöléssel foglalja össze. Ez az Étampesről nyert francia megjelölés azonban csak a rupéli és a katti emeletekre vonatkozik, míg Horusitzky a lattorfi emeletet is beleérti; tehát szerinte a „stampi" lényegében az oligocén szinonimája volna. Haug szerint, Rouville „stampien"-je a rupéli emeletnek felel meg, míg újabban Gignoux a rupéli és katti emelet egybefoglalására használja. Horusitzky megjelölési javaslata ilyenformán csak újabb zavarokra vezetne. Ez szükségtelen is, mert a nála is helyesen értelmezett oligocén üledékciklus, rétegtani jellemzésünk szerint, jól megkülönböztethető három kifejlődésösszletet jelent. Ezek gyakorlatilag is megkülönböztethetők. A homokkő—konglomerátum és a medencebeli leveles—palás, homokköves, növényes agyagpala a lattorfi, a foraminiferás agyagösszlet megfelelő szintjei a rupéli, a fokozatos regressziót jelző homokos agyag, homok és homokkő pedig a katti emeletbe sorolhatók. Éles elhatárolásról éppen azért nem lehet szó, mert az egész összlet egységes, egymásba átmenő, folyamatos üledékképződést képvisel.

A rétegtani kifejlődés tárgyalásából kitűnik, hogy az egyes oligocén tagozatok, a különböző területek kifejlődésváltozásai mellett is, s különösen további üledékkőzettani jellegek részletes megismerésével, jól azonosíthatók.

Kor	Emelet	Északi Bakony	Gerecsehegység, Vérteshegység	Budapest környéke	Szentendre, Visegrádi hegység
Oligocén	Kattti	Édesvízi homok, homokkő, homokos agyag, helyi jellegű barnakőszénnel (Szápár, Jásd, Fehérvárcsurgó) *(Anthracotherium magnum-valdense)*	Váltakozó homok, laza homokkő, aprókavics és homokos agyagrétegek *(Glycymeris, Potamides)* Édesvízi durvahomok, biotitos homokkő és agyag *(Unio)* szenes növényi részekkel, barnakőszenes erekkel körülhatárolt barnakőszénösszlettel (Vértessomló) *Anthracotherium magnum-valdense* Alapkonglomerátum, breccsia és tarkaagyag	Tengeri homok, agyagos homok *(G. obovata)* (Törökbálint) Csökkentsósvízi cyrenás agyag	Tengeri homok és agyag, közbetelepült kiékelődő *G. obovata* és *Potamides*-tartalmú rétegekkel Csökkentsósvízi cyrenás agyag (Leányfalu, Visegrád) Barnakőszenes nyomok (Pomáz)
	Rupéli	Helyenként karsztos hasadékokban szárazföldi vörös-tarka, szürke, homokos agyag gazdag gerinces mikrofaunával (Bodajk) Lepusztulásos szárazulati szakasz	Szárazföldi lepusztulási szakasz	Tengeri homokos agyagmárga Foraminiferás agyagmárga („Kiscelli agyag") andezittufás rétegekkel (1. és 4. szint)	Foraminiferás agyagmárga 3—4. szint („Kiscelli agyag") (Csódi hegy) (Visegrádi fúrás)
	Lattorfi		Tarkaagyag, tűzálló agyag, hasadékkitöltő szürke agyag (Csákberény) Földolgozott, részben áthalmozott bauxit (Tarján, Óbarok, Szár)	Levél- és hallenyomatos homokos agyagpala Sötétszürke agyag (5. szint) Durva homokkő és kvarckonglomerátum („Hárshegyi homokkő") Helyenként szárazföldi tarkaagyag és tűzálló agyag	Lepusztulásos hézag

XII. táblázat

kifejlődések átnézete

1959)

Esztergomvidék, Pilishegység környéke	Börzsöny, Cserhátalja	Mátrahegység és medencerész	Sajóvölgy, Bükkhegység és medenceterület
Foraminiferás agyagmárga Tengeri márga és homokkő *(Glycymeris obovata)*	Glaukonitos homokkő Homokos, agyagos rétegek, helyenként *Glycymeris obovata*	Riolittufa Bentonit (Istenmezeje) Glaukonitos homokkő, homok, homokos agyag	
Csökkentsósvízi és édesvízi rétegek *(Potamides, Cyrena, Melanopsis)* barnakőszénösszlet	Cyrenás rétegek (Verőce, Göd), kőszenes nyomok	Homokos, csillámos agyag	Agyag és homokos agyag, homokkőbetelepülésekkel
Foraminiferás agyagmárga	Foraminiferás agyagmárga („Kiscelli agyag")	Riolittufa Homokos agyagmárga (Mátraderecske) Foraminiferás agyagmárga („Kiscelli agyag") andezittufarétegekkel	Riolittufa Glaukonitos, agyagos homokkő Agyagmárga kalciteres homokkővel, mangánkarbonátos, bentonitos rétegekkel Foraminiferás agyagmárga („Kiscelli agyag") Agyagmárga andezittufabetelepülésekkel (1—4. szint)
Foraminifera nélküli homokos agyag és homokkő, szenes növényi részekkel és barnakőszenes zsinórokkal (5. szint) Lepusztulásos hézag	Sötétszürke agyag Durva kvarchomokkő („Hárshegyi homokkő") Szárazföldi tűzálló tarkaagyag	Foraminiferamentes agyagszint Sötétszürke levél- és hallenyomatos palás agyag (5. szint)	Kovás, halmaradványos márgapala (Eger) Homokkő és konglomerátum (Noszvaj) Sötétszürke agyag (5. szint)

Vonatkozik ez a Budai hegység teljes oligocén rétegsorára, az Esztergomi medencerészre, valamint a keleti részek eltérő kifejlődésű sorozatára is. A lattorfi összlet hiánya az Esztergom vidéki területrészen esetleg a megkésett transzgresszióval magyarázható.

Irodalom

Bartkó L., Jelentés az 1947. évben Sóshartyán, Szécsény környékén végzett kutatásokról. Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól.

Bartkó L., Előzetes jelentés a Romhány környékén végzett földtani kutatásokról. Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évi munkálatairól.

Csepreghyné Meznerics I., A salgótarjáni slir és pectenes homokkő faunája. Földt. Közl. 81. 1951.

Ferenczi I., Adatok a Buda—Kovácsi hegység geológiájához. Földt. Közl. 66. 1925.

Gaál I., Az egriekkel azonos harmadkori puhatestűek Balassagyarmaton és az oligocénkérdés. Ann. Mus. Hist. Nat. Hung. 31. 1938.

Hantken M., A Clavulina szabói rétegek faunája I. Foraminiferák. Földt. Int. Évk. 4. 1875.

Herrmann M.—Emszt K., Az ipolytarnóci alsó-miocén glaukonitos homokkő. Ann. Mus. Nat. Hung. 33. 1940.

Krutzsch, W.—Lotsch, D., Zur stratigraphischen Stellung der Latdorfstufe im Paläogen. Geologie 6. 1957.

Lőrenthey I., Pteropodás márga a budapesti óharmadkorú képződményekben. Földt. Közl. 33. 1903.

Majzon L., A bükkszéki mélyfúrások. Földt. Int. Évk. 34. 1940.

Majzon L.—Teleki G., A városligeti II. sz. mélyfúrás. Hidr. Közl. 20. 1940.

Majzon L., Előzetes jelentés a Zirc—Bakonycsernye közötti terület földtani viszonyairól. Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről, 1943.

Majzon L., Az újabb bükkszéki mélyfúrások. Földt. Int. Évk. 37. 1946.

Majzon L., Adatok Romhány és Ipolyszög környékének földtanához. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. 1952.

Majzon L., A Magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana. Akad. doktori értekezés. Kézirat 1958.

Noszky J., id., A Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén—miocén rétegei. I. Az oligocén. A miocéntől való elhatárolás kérdése. Ann. Mus. Nat. Hung. 24. 1926.

Noszky J., id., A kiscelli agyag Molluszka-faunája. Ann. Mus. Nat. Hung. 32. 1939., 33. 1940.

Noszky J., id., Cserháthegység földtani viszonyai. Magyar tájak földtani leírása. 3. 1940.

Rásky K., A Budapest környéki kiscelli agyag oligocén flórája. Földt. Közl. 73. 1943.

Telegdi-Roth K., Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység északnyugati peremén. Földt. Közl. 57. 1927—28.

Telegdi-Roth K., Felsőoligocén fauna Magyarországról. Geol. Hung. I. 1914.

Rozlozsnik P.—Schréter Z.—Telegdi-Roth K., Az Esztergom vidéki szénterület bányaföldtani viszonyai. Budapest 1922.

Schréter Z., Bükkszék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról, 3. 1942.

Sztrókay K., A budai márga kőzettani vizsgálata. Földt. Közl. 62. 1932—33.

Toborffy G., A Budapest környéki oligocénről, különös tekintettel a geológiai korhatárok megállapítására. Földt. Int. Évi Jel. 1923.

Tiles J., A vértessomlói barnakőszénbányászat. Bány. és Koh. Lap. LXV. 1932.

Tiles J., A szápári szénbányászat. Bány. és Koh. Lap. LXVII. 1934.

Varju Gy., A pilisi töböragyag (tűzállóanyag) teleptani viszonya, ásvány-kőzettani és technológiai jellemzői. Bány. Kut. Int. Közleményei II. 1957.

Varju Gy., A Romhányi rög területén levő (bánk-petényi) tűzállóagyag előfordulás. Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról. 1959.

Vendl A., A kiscelli agyag. Földt. Int. Évk. 29. 1932.

Zechmeister L.—Tóth G.—Koch S., A kiscelli agyagban fellelt fosszilis gyanta vizsgálata. Mat. Term. Ért. 51.

Neogén

Az eocén rétegösszletek még többé-kevésbé szorosan kapcsolódnak az alaphegységekhez, a fedőhegység jellegű oligocén és neogén rétegösszletek azonban inkább a medenceüledékekbe simulnak. Ebből következik, hogy kifejlődésükben nem szorítkoznak az ország területére, hanem azon túlterjedve, a medencealjzat alakulása szerint azonos módon tovább folytatódnak.

Míg az eocén és főként az oligocén rétegösszletek fedőhegységi, tehát medenceperemi kifejlődése változatlanul, azonos alakban folytatódik a megfelelő terület medenceképződményeiben is, addig a neogén összletek, főként annak szarmata és pannóniai emeletbeli tagozatai a medenceszegélyeken, kifejlődésben és településben is sokban eltérnek a medencebeliektől. Ezeknek az eltéréseknek az újabb mélyfúrási adatok megfelelő földolgozásából adódó fölismerése sok tekintetben közelebb visz a felsőmiocén—pliocén vitás rétegtani kérdéseinek megoldásához.

A neogén rétegtani tagolásban a miocén—pliocén beosztáson belül az akvitáni, burdigalai, helvéti, tortonai, szarmata és pannóniai emeletek megkülönböztetését fönntartás nélkül elfogadjuk, mégha azok egyike-másika egyes területeken eddig még nehezen határolható is el, vagy megkülönböztetése nehézségekbe ütközik s ezért vitás. Az elhatárolás kérdése a folyamatos földfejlődés korszerű vizsgálatában nem döntő jellegű, nem is lényeges. A történésekben mutatkozó változások fölismerése lehet irányadó, és ezek idejében kis területen belül is vannak vagy lehetnek eltérések. A kifejlődésbeli változások mellett, ezek az időkülönbségek is vitára adnak okot. A magyarországi földtörténeti vizsgálatokban ilyen a legújabb időkben fölszínen tartott akvitáni emelet kérdése és a szarmata—pannóniai rétegek viszonya és besorolása. Előbbi a nyugateurópai, utóbbi a keleteurópai kifejlődések szerint oldható meg.

Az akvitáni emelet kérdése, hovatartozás tekintetében, a régebbi Fuchs-féle és az újabb, legilletékesebb francia fölfogás értelmében miocénbe sorolással elintézettnek vehető. A nálunk idetartozó rétegekre vonatkozóan sem lehetnek eltérések, amint id. Noszky Jenő és Gaál István részletesen megállapította. Az oligocén és miocén határkérdésében mégis szélsőséges fölfogások merülnek föl. Mint láttuk, Szőts Endre az eocént, helyesebben a nummulitikumot, a rupéli emelettel bezárólag tekinti, a katti emeletet pedig a miocénbe sorolja. Ilyen módon az oligocént kiiktatva, lényegében az eredeti Lyell-féle beosztásra tér vissza. Gaál másutt a harmadidőszak paleogén—neogén kettéosztásával szemben, az oligocént és a miocént egybefoglaló mezogén megjelölés közbeiktatásával, háromosztatúnak veszi. A miocénből a szarmatát és a pannóniai emeletet elkülönítve, ezeket a pliocénbe sorolja. Előbbi esetben a miocén határa lefelé tágul, utóbbi esetben fölfelé megrövidül.

Ezek a tagolási javaslatok faunisztikai vagy egyéb, ősföldrajzi és tektonikai mozzanatokkal többé-kevésbé indokolhatók ugyan, egyelőre azonban általánosan nem érvényesíthetők, és az elhatárolási nehézségeket sem könnyítik meg. Tárgyalásainkban tehát az eddigi beosztást megtartva vizsgáljuk a miocén és pliocén képződmények magyarországi kifejlődését.

A fedőhegységi paleogén kifejlődésében szembeötlő ellentéteket láttunk a dunántúli és az északkeleti vonulatrészek között. Az eocén Dunántúlon teljesebb sorozatban mutatkozik, az oligocén megfordítva, a tengeribb és teljesebb rétegsor az északkeleti vonulatban található. Az oligocénbeli viszonyok folytatódnak a miocén kifejlődésében és elterjedésében is. A Dunántúlon a miocén alsó felében nincs kimutatható üledékképződés. Szárazföldi képződmények után a középsőmiocén helvéti emeletében általánossá vált transzgresszióval indul a megelőző szárazföldek tengerelöntése az alaphegységrészek szigetekként álló területein. Északkelet felé, a Budai hegységgel kezdődően, a miocén mélyebb, burdigalai—helvéti tengeri tagozatai is hiánytalanul megvannak, néhol az oligocénvégi regressziót követő akvitáni emelet tengeri üledékeivel és többszörös parteltolódással jelzett üledéksorral.

Ebből az ellentétből a két területrész megfelelő miocén tagozatú kifejlődéseiben is adódnak különbségek, de a miocén jellemző vezetőfáciesei, mint a helvéti emeletbeli slir, a tortonai lajtamészkő vagy a szarmata mészkő, jellegzetes faunaelemekkel is jól azonosítható módon, általános elterjedésű az ország valamennyi fedőhegységében. Vezető kőzetnek kell vennünk a miocén összletben gyakori, helyenként túlsúlyban levő vulkáni képződményeket, melyek törmelékes szárazföldi és vízben lerakódott kifejlődésben vagy egykori lávaalakban, megfelelő kőzettani vizsgálat alapján, biztosan fölismerhető, határozott rétegtani szinteket rögzíthetnek.

A miocén rétegösszletben mindvégig kizárólag partszegélyi és sekélytengeri képződmények vannak, uralkodóan szárazföldi (terrigén) eredetű törmelékes anyagokkal. A vulkanogén anyagok említett jelentős szerepe mellett az alárendelt mészkő csak partszegélyhez kötött, helyileg körülhatárolt biogén alakulat (lithothamniumos lajtamészkő, cerithiumos mészkő), a szerves vázrészek túlsúlyával. A gazdag faunájú homok- és agyagösszletekben a biogén anyag, hullámverésből származó összemosottsággal, csak helyileg jut túlsúlyra, rendes körülmények között gazdag mikrofauna jelenléte esetén sem több 5—10 százaléknál. Tisztán szerves eredetű (biolit) az édesvízi vagy partközeli, tengermenti kőszénképződés. A vulkáni tevékenységgel kapcsolatos hidrokvarcitképződmények pedig vegyi üledékek, egészen jelentéktelen mennyiségben.

Ezek az általános kőzetkifejlődési viszonyok semmiképpen nem támasztják alá az irodalomban gyakran található „mélyebbvízi" vagy „mélyülő tengeri" megállapításokat. A szárazföldi eredetű anyag szemcsenagyság szerinti elrendeződése sem mutat mindig a parttávolság növekedésére. Finomabb agyag és durvább homokos rétegek gyakori váltakozása mindig a szállítás kiindulási helyének közellétére utal.

A magyarországi miocén kifejlődését és elterjedését tárgyaló irodalmunkban az utóbbi évtizedekben ID. NOSZKY, SCHRÉTER, HORUSITZKY, GAÁL s legújabban CS. MEZNERICS ILONA kritikai munkákban foglalkoztak a rétegtani besorolással is. Ezek összehangolásában a legnagyobb eltérés az oligocén—miocén határkérdésében, illetve az akvitáni emelet önálló jogosultságának, vagy a katti emelet fácieseként illetve szinonímájaként tekintett voltának felvetésében mutatkozik. Az elhatárolásban elsősorban az üledékciklusok változása, s azzal kapcsolatban a faunaelemek csak másodsorban vehetők számításba. Az akvitáni emelet kérdése pedig csak Budapesttől északkeletre s a Dunától északra eső területekre vonatkozik, mert a Dunántúlon alsómiocén rétegek nincsenek. Az oligocénvégi regresszió nem volt mindenütt egyszerre bekövetkező, és az északkeleti területrészek egyes helyein is csak föltöltődésből eredt. Más helyeken a tenger megmaradt, és átmeneti jellegű partközeli üledékek keletkeztek. Ilyen helyeken üledékfolytonosság látszik, míg a regressziót egyes helyeken (Becske) kőszénképződés jelzi. Ebben az értelemben a miocénbe sorolt akvitáni emeletet magyar vonatkozásban is ki kell mutatnunk.

Az alábbiakban a fedőhegység miocén képződményeit eddigi tárgyalási módunk szerint, területrészenként rövid általános áttekintésben vesszük sorra. Részletekbe bocsátkozni nem kívánunk, mert a lépten-nyomon található részletkülönbségek az összefoglalást zavarják. Bár a miocén összlet teljessége az északi területrészen mutatkozik, az eddigi tárgyalási menet szerint a dunántúli területrészeken kezdjük.

Sopron vidéke

Helvéti emelet

A Lajtahegység déli részének fedőhegységéhez tartozó Sopron környéki miocén üledékek a Belsőalpi Bécsi medence kifejlődésével egyező, annak a Kisalföld felé átvezető, átmeneti részeként tekinthetők. A régebbi irodalomtól eltekintve, korszerű ismertetését VENDEL MIKLÓS részletes munkáiban talál-

juk. A Belsőalpi Bécsi medencével egyezően, az alsómiocén hiányzik. A miocén üledéksorozat az alsóhelvéti szárazföldi—folyóvízi—édesvízi homokkő-, agyag-, barnakőszén- és nagyvastagságú kavicsösszlettel közvetlenül a kristályos alaphegység egyenlőtlen térszínére települ. Ez az alsó összlet HANTKEN szerint 27—40 m vastag, 10—15 m közt változó vastagságú barnakőszén alapteleppel. A közbetelepült agyagrétegekből *Cyperitis tertiarius, Glyptostrobus oeningensis* és *Plumeria austriaca* növénymaradványok, *Unio*, és *Bithynia* operkulumok kerültek ki.

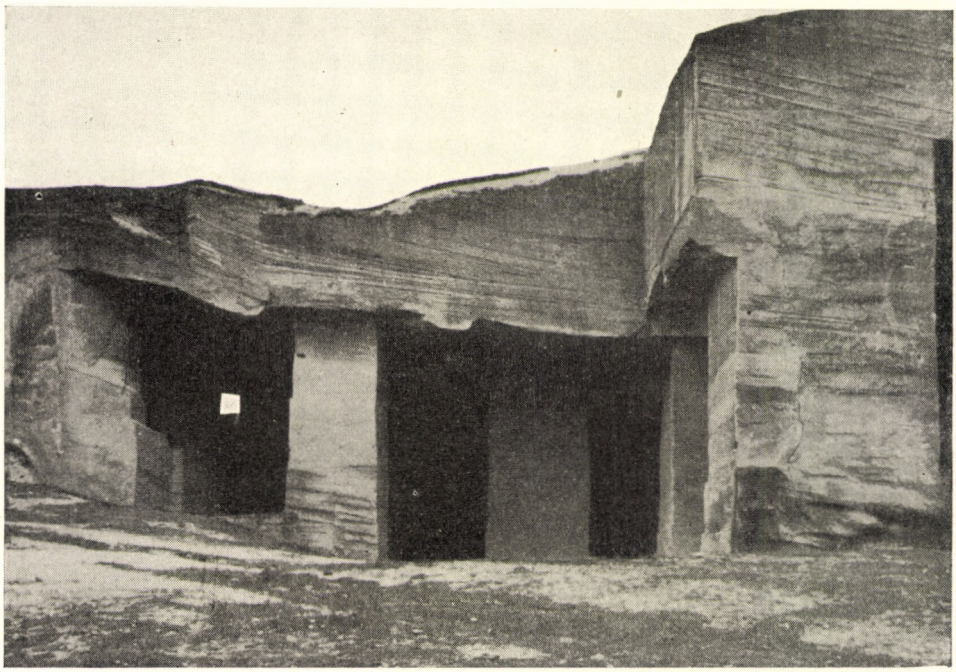
A kőszén fedője nagy vastagságú durva kavics-, konglomerátum- és homokösszlet, kristályos pala, gneisz, gránit, pegmatit anyagú, többnyire jól legömbölyített kavicsokból áll. Ez a 350—600 m vastag kavicsösszlet, VENDEL MIKLÓS részletes vizsgálatai alapján, keletkezés szerint két tagozatra különíthető. Az alsó részben a rozsdabarna bevonatú kavicsok anyaga csaknem kizárólag kristályos kőzetekből való, a mészkő egészen alárendelt. A felső tagozatban, 150 m-ig a kristályos mészkő- és triász mészkőkavicsok a kristályos palaanyaggal egyenlő arányban találhatók, a legfelső szintekben túlsúlyra is jutnak. Ebből az összletből, a brennbergi István-akna 103—150 m közötti homokos agyagos rétegeiből, SZÁDECZKY-KARDOSS közlése szerint *Congeria böckhi, Helix, Neritina* és *Melanopsis* puhatestűek, valamint *Chara* termések kerültek ki. VENDEL MIKLÓS a kavics alsó tagozatából *Unio* és *Helix* maradványokat említ, tehát ez a tagozat édesvízi. Az alsó tagozat VENDEL szerint fokozatosan tengeri rétegekbe megy át. A szomszédos ausztriai területek azonos képződményeire vonatkozó tanulmányok figyelembevételével, a szárazföldi tagokkal induló, lejtőtörmelék fölhalmozódásra utaló helvéti transzgresszió nyilvánvalóan átmeneti deltaüledékekkel, majd tengeri rétegekkel folytatódik. A folyamatot a fáciesek szabályos egymásrakövetkezése és az üledékanyag részletes vizsgálata fölismerhetővé teszi. A helvéti emeleten belül kétütemű transzgresszió ez: az első a térszín mélyebb helyein alakult édesvízi, ingressziós medenceképződés, majd a süllyedő térszínen megindult törmelékfölhalmozódás. Ez a térszínváltozás a Bécsi medencében a miocén minden emeletében megismétlődik, a helvéti emeletben pedig a brennbergihez hasonló folyamatokkal, a Dunántúl többi fedőhegységében változatos fáciesekkel tagolhatóan is kimutatható.

Tortonai emelet

VENDEL MIKLÓS szerint a folyóvízi törmelékkúp-képződéssel kezdődő tengeri transzgresszió folytatódott, és a tortonai emeletben már finom agyagos foraminiferás üledékek keletkezésére vezetett. Ez a VENDEL szerint „slir fáciesű bádeni agyag" agyag-, agyagmárga-, homokos agyag-, mészmárga- és homokkőrétegek váltakozásából álló összlet. Foraminiferákon kívül főleg csiga faunát tartalmaz, de megtalálhatók benne az ottnangi slír jellemző alakjai: *Brissopsis ottnangensis, Schizaster laubei, Tellina ottnangensis, Solenomya doderleini* is. Ezt a 150—300 m vastagságú slír jellegű, alsó részében homokosabb, felső részében tiszta agyagösszletet vegyes faunája alapján VENDEL a tortonai emelet aljára helyezi. Mecsekhegységi analógia szerint a felsőhelvéti—alsótortonai, nehezen elhatárolható együttest képviseli.

A tortonai emelet felső részét a jellegzetes lajtamészkő és homok képviseli. A lajtamészkő az előbbi tengeri agyagra konkordánsan települ, részben annak partszegélyi kifejlődése. Típusa a fertőrákosi régi nagy kőfejtőkben föltárt terület, ahol vastagsága 100 métert is meghalad. Kőzetanyaga laza vagy szilárd ikrás, durva mészkő, közbetelepült kioldott héjú molluszkás padokkal, helyenként kavicsos rétegekkel. Felső zárórétege durva gneisz- és kvarckavicsos mészkőkonglomerátum, feldolgozott lajtamészkő rögökkel és görgetegekkel, csökkentsósvízi faunabeütéssel, amit VENDEL a tortonai emelet végén, a szarmata emelet határát jelző regressziós üledéknek minősít. A kőzetalkotó mértékben található *Lithothamnium ramosissimum* mellett igen

gazdag faunája van, kizárólag partszegélyi elemekkel: cápafogak *(Lamna, Miliobates)*, gyakori *Halitherium* csonttöredékek, *Acrodelphis biodontus*, jellemző tüskésbőrűek *(Scutella vindobonensis, Clypeaster, Echinolampas hemisphaericus)*, *Bryozoa (Cellepora globularia)*, *Serpula*-, nagy *Pecten*-félék *(Pecten medius, Flabellipecten leythajanus, Macrochlamys latissimus)*, fúrókagylók *(Lithodomus lithophagus)*, Ostreák *(Ostrea digitalina, Pycnodonta cochlear)*. Csigák általában ritkábbak, csak kőbelek alakjában ismeretesek.



101. ábra. Lajtamészkő feltárás, Fertőrákos (Oravecz J. felv.)

A további összehasonlítás céljából megemlítjük, hogy a lajtamészkőösszletben Vendel a Fertő tó mellett, Sopronrákoson, az általánosan elterjedt, riolittufának minősített rétegekkel szemben „liparittufából" származó, halmirolízissel keletkezett vékony bentonitrétegeket ismertetett.

A tortonai emelet partszegélyi lajtamészköve és mészhomokköve a középsőmiocén egységes nagy üledékciklusát lezárja. A helvéti emelet kezdetén indult transzgressziós durva törmelékes kőzetrétegek homokos átmenettel pelites, finomszemű üledékbe, majd biogén anyagok túlsúlyával mészkőképződménybe mennek át. A mészkőben a kavicsnak és egyéb durvább törmelékanyagnak az előző tagozatokkal szemben megállapítható alárendelt szerepe a kiemelkedett szárazföld előrehaladott lehordottságával és a szállítóerők lanyhulásával, esetleg irányváltoztatásával hozható kapcsolatba. Ilyen módon a lajtamészkőben levő kavics és a zárórétegek meszes kötőanyagú konglomerátuma elsősorban a parti hullámverés aktív munkájából ered.

Szarmata emelet

A szarmata emelet magyarországi kifejlődésének és párhuzamosításának általános kérdéseire az összefoglalásban és a medenceképződményekkel kapcsolatban visszatérünk. Itt csak az egyes területrészeken észlelt kifejlődési viszonyokat vázoljuk. A Sopron vidéki területen VENDEL a keleteurópai szarmata alsó tagozatával azonosítható egymás fölötti három szintet állapított meg, ikrás—likacsos mészkő-, konglomerátum-, kavics-, homok- és homokkőkifejlődésben. A tortonai emelet végén beállott regressziós szakasz után, a szarmata transzgredálónak minősül, amit a lajtamészkőre diszkordáns módon települő, lajtamészkőtörmelékes alapbreccsia, gneisz- és kvarckavicsos konglomerátum, valamint a tortonai agyagrétegekre diszkordánsan túlterjedő települési mód bizonyít.

A szarmata rétegek jellemző faunaelemei, a *Cardium obsoletum, Cardium plicatum, Tapes gregaria, Ervilia podolica, Mactra variabilis, Modiola volhynica, Trochus pictus, Potamides nodosoplicatus, Murex sublavatus, Cerithium rubiginosum* könnyen fölismerhetővé teszik a szarmata rétegeket. A faunában mediterrán reliktumokon kívül szárazföldi alakok *(Helix)* is vannak. Vegyes, a tortonai emeletből átmenetként tekinthető faunáról seholsem lehet szó. Az ilyenek, fölismerhetőleg mindig a szarmata és lajtamészkő határán, hullámveréssel megmunkált, összemosott ősmaradványok.

Figyelemre méltó a szarmata kavics-, konglomerátum-, homok- és homokkőrétegek váltakozásából álló összlet, amely VENDEL szerint, ugyancsak diszkordánsan települ, közvetlenül a lajtamészkőre. Kavicsanyaga főként mogyoró és tyúktojás nagyságú kvarc- és kristályospalatörmeléken kívül, igen gyakori alpi mészkő- és dolomitkavicsokat is tartalmaz, helyenként egyharmad mennyiségben. VENDEL leírása három szarmata szintről ad számot. Nem tűnik ki azonban elég világosan ezek viszonya egymáshoz. Az „idős szarmata szint" nyilvánvalóan mészkő és mészhomokkő, de a leírás szerint a kavics—konglomerátummal kapcsolatos, esetleg azzal váltakozva is található a felsőbb rétegekben. A 2. szint kavicsanyagában elvétve „kissé gömbölyödött idős szarmata mészkő" is található, az alpi származású mezozóos mészkőkavicsokon kívül. Ezzel szemben az 1. szintben mészkőkavicsok nincsenek. A 3. szintnek nevezett kavics—konglomerátum és homokkőrétegösszletben, az alsóbb részekben vannak a homokkő- és meszes rétegek, kevésbé koptatott kövületekkel. Egyik föltárásban „parallel diszkordáns szerkezettel", ami nyilvánvaló deltajelleg. Ez a 3. szint települ diszkordánsan közvetlenül a lajtamészkőre.

VENDEL MIKLÓS szerint a 2. és 3. szint „üledékei kőzettanilag nagyon hasonlók, de az idősebb 2. szint üledékei sokkal előrehaladottabb diagenezist mutatnak, mint a fiatalabb 3. szintéi". Fölveti azonban az 1. és 2. szint heteropikus fácieskénti lehetőségét azzal a föntebbiekkel ellenmondásban álló megállapítással, hogy a 2. szintet fiatalabbnak tartja a harmadiknál. Keletkezési viszonyaikra vonatkozóan arra a következtetésre jut, hogy „a legidősebb szarmata üledékeket létrehozó transzgressziós fázist Sopron környékén csakhamar regressziós váltja föl". A regresszió következménye WINKLER-HERMADEN szerint a kiemelkedéssel megújult erózióból származó szarmata deltaüledék. A kavicsanyag főként a ligeterdői helvéti kavicsösszlet mészkőben gazdag részéből származik. VENDEL szerint „a regressziók rovására írhatjuk . . . a közbekapcsolt tengeri mészkőrétegeket".

VITÁLIS ISTVÁN 1951-ben megjelent hátrahagyott munkájában kritikai összefoglalásban tárgyalta a Sopron vidéki szarmata és pannóniai rétegek kifejlődését és helyzetét. Megállapítja, hogy egyes helyeken a szarmata emelet mészkőkifejlődésben átmeneti vegyes jellegű faunával települ a tortonai rétegekre, elmosódott határral. Más helyeken pedig éles határral, kavicsos alapkonglomerátummal, eróziós diszkordanciával, lajtamészkő abráziós rögeivel települ a lajtamészkőre. Hasonló jelenségek az ország más területein is megfigyelhetők. Mindez nem zárja ki azonban a szarmata emelet általában regressziós jellegét.

VITÁLIS ISTVÁN megkülönböztetést tesz a szarmata emelet keletperemi és nyugatperemi képződményei között. Az említett alapkonglomerátumon kívül likacsos mészkő,

meszes kavicsos homok, meszes homokkő az alsószarmatát, kavicsdeltaképződés szarmata mészkőgörgetegekkel a középsőszarmatát, *Melanopsis*-tartalmú édesvízi mészkő a felsőszarmatát képviseli. Az utóbbit VENDEL a szarmata és pannóniai rétegek közötti átmeneti tagnak minősítette. VITÁLIS ebből a helyenként kavicskonglomerátummal kapcsolatos kovás édesvízi mészkőből gazdag édesvízi faunát írt le, amit határozottan felsőszarmata-belinek jelez. VITÁLIS figyelemre méltó vizsgálati eredményei tehát a szarmata emelet egészének jelenlétét igazolják, abban az értelemben, mint azt VENDEL nyomán is föntebb megállapítottuk.

Ezeknek a szarmata szinteknek helyzete tehát további vizsgálatot igényel. Bárhogyan alakul is azok egymáshoz való viszonya, a megismétlődő Sopron vidéki fáciesváltozások nagy jelentőségű következtetésekre jogosítanak a magyarországi szarmata rétegeknek a keleteurópaiakkal való azonosítási kérdésében. A Sopron vidéki valamennyi szarmata rétegösszlet fauna alapján csak az alsószarmatát képviseli, mégis az üledékképződés változásai szakaszokat jeleznek, amelyek többé-kevésbé hasonló módon Dunántúl s az ország más részein is fölismerhetők, tehát általánosabb tagolási lehetőségre utalnak. Erre áttekintésünk végén visszatérünk. WINKLER-HERMADEN szerint ezek a jelenségek az osztrák medencerészen az attikai mozgás szarmata emeleti előszakaszával kapcsolatosak.

A soproni vízművek bővítése céljából a Tómalom mellett lemélyített fúrások anyagának előzetes vizsgálatából, VENDEL szíves közlése szerint, a mintegy 300 m vastagságú szarmata rétegösszlet élesen elkülönül a fölötte levő alsópannóniai szürke agyagos és aprókavicsos homokrétegektől. A szarmata rétegek zöldesszürke, hydrobiás agyaggal kezdődnek, majd agyag, finomabb-durvább homok, meszes, miliolinás homokkő és konglomerátum váltakozó rétegsorából állnak. A felsőbb rétegekben jellemző *Cerithium*-félék, majd a jellemző *Ervilia, Tapes, Mactra, Limnocardium, Modiola, Donax* kagylófajták, egyes homokos rétegekben pedig a jellemző Foraminiferák nagy egyedszámmal mutatkoznak. A faunaeloszlás szerint, a Bécsi medence szarmata szintjeivel egyelőre még nem azonosíthatók. A Tómalom 13. sz. fúrásnak 331 m mélységben átharántolt szarmata összlete alatt, szennyesfehér, laza, morzsás—törmelékes lajtamészkövet állapítottak meg. Közvetlen fedője, a szarmata összlet legalsó rétege, 0,5 m vastag, fehér miliolinás meszes homokkő. Vizsgálatra vár még ennek a jobbára csökkentsósvízi kifejlődésnek a mészkőfácieshez, valamint a deltaképződményhez való viszonya.

Eddigi ismereteink szerint a Sopron vidéki szarmata rétegösszlet a helvéti transzgresszióval induló teljes üledékciklus regressziós zárótagját jelzi a szarmata emelet végéig terjedő édesvízi—folyóvízi—szárazföldi üledékekkel. Ezt a szarmata emeletbeli üledékképződést Magyarország más területein is hasonló módon, többé-kevésbé jól igazolhatóan mindenütt megtaláljuk. A továbbiakban is módunk lesz tehát arra, hogy a középső- és felsőszarmata rétegek magyarországi hiányának legendáját eloszlassuk, ezért fölösleges a félreismert vagy föl nem ismert szárazföldi szarmata képződmények helyett üledékhiányt, vagy még inkább szarmata emeletbelinek minősített pannóniai rétegeket szerepeltetnünk.

Pannóniai emelet

Mellőzve minden idejétmúlt nevezéktani vitát, ezen a helyen a pannóniai emelet megjelölést fönntartás nélkül használjuk valamennyi ebbe a tagozatba tartozó, régebbi pontusi és pannóniai néven említett rétegösszletre és kifejlődésre. Így használatos ez az újabb osztrák irodalomban is, a magyarországiakkal közel azonos, hasonló képződményekre. Ez a megjelölés független az idetartozó rétegeknek további besorolási kérdéseitől, valamint a keleteurópai kifejlődésekkel való azonosítás kérdésétől is. A fedőhegységekben a szarmata és a pannóniai emelet jól megkülönböztethető medenceszegélyi kifejlődést jelez, ami a medenceképződmények nagy vastagságú rétegösszletétől, a mélyfúrási adatok szerint, sok tekintetben eltérő. Ezekre a kérdésekre a medenceképződmények tárgyalásában visszatérünk.

A Sopron vidéki pannóniai rétegekkel a legrégibb osztrák irodalom is foglalkozott s ehhez kapcsolódnak a szarmata—pannóniai határ és a pannóniai emeletet megelőző, „pontusi előtti erózió" mindmáig sokat vitatott, általános

kérdései is. A rétegek részletes ismertetésével VENDEL MIKLÓS, VITÁLIS ISTVÁN, kritikai általános vizsgálatával SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR foglalkozott. VENDEL szerint a legfiatalabb szarmata rétegek a „pontusi" rétegekkel összefüggnek. Folyóvízi jellegű kavics-, konglomerátum-, homok- és homokkőösszlet ez, alpi mészkőkavicsokkal, koptatott szarmata faunaelemekkel és *Melanopsis impressa*val. Anyaga megelőző eróziós pusztulásból ered, s helyenként idősebb tagokra diszkordánsan települ. Felsőbb részében a faunaelemek gyérülnek, majd a koptatott szarmata alakok kimaradnak, és *Melanopsis*-félék tömeges jelenléte *(Melanopsis martiniana, Melanopsis vindobonensis)* mutatkozik. Ezzel egyidejűleg a kavicsanyagból kimarad vagy ritkul a mészkő.

SZÁDECZKY-KARDOSS foglalkozott kritikai összesítésben ezeknek a rétegeknek, illetve a pannóniai emelet előtti erózió sokat vitatott kérdésének rétegtani—ősföldrajzi értékelésével. A vita részleteinek ismétlése nélkül megállapítható, hogy *1.* az ún. átmeneti fauna nem szarmata—pannóniai alakok együtteséből, hanem a szarmata elemek bemosottságából származik. *2.* A szarmata emelet általában regressziós szakasz, amelynek első fázisa már a lajtamészkő után, ennek lepusztulásával, a szarmata rétegekben levő lajtamészkőkavicsokkal érzékelődik. *3.* Ez a regressziós pusztulási jelenség csak a fedőhegységi, medenceperemi tagozatokban, az egykori szárazföldi párkányok szélén mutatkozik. A medence belsejében nem érzékelődik. *4.* A felsőszarmatában, ezeken a szárazföldi szegélyeken eróziós pusztítás, folyóvízi anyagszállítás volt, üledékhézag keletkezett. *5.* A pusztító anyagszállítás és az anyag delta jellegű fölhalmozódása térben elkülönül, az időbeli különbségét a szarmata lepusztításból származó faunaelemeknek a pannóniai faunaelemek gyűjtőmedencéjébe irányuló, koptatottsággal jelzett szállítottsága mutatja, *6.* a pannóniai emeletet megelőző erózió tehát kétségtelen. Ideje a peremeken a szarmata emelet felső részére esik. Következőleg, a soproni egész folyóvízi deltaüledékegyüttest a pannóniai emeletbe tartozónak, annak legalsó részében kezdődőnek tekintjük. *7.* A pannóniai emeleti üledékek szárazföldi jellegét igazolja a közvetlenül a gneiszre települt limonitos—vasas konglomerátum, amit VENDEL a soproni szőlőkben, a Köveshegyről említ. *8.* Az alsópannóniai folyóvízi deltaüledék képződése, a kavicsrétegek lerakódása nem egyenletes, hanem időszakonként anyagszállításban és kavicsnagyságban, osztályozott vagy osztályozatlan jellegében változik. A mészkőkavicsok szembeötlő kimaradása a felsőbb tagozatban a szállító terület változását, azaz a folyóvízi vízhálózat megváltozását is jelentheti. Mindezeknek részletes anyagvizsgálati nyomozása még további föladat.

A lyrceás—melanopsziszos folyóvízi alsópannóniai rétegek átvezetnek homokos agyag-, agyagos homok- és agyagösszletbe. Limonitos—szferosziderites kisebb-nagyobb konkréciók csöndesvízi sekély medenceüledéket jeleznek az alsópannón felső részét jellemző Congeriákkal *(Congeria hoernesi, Congeria czjzeki, Congeria partschi)*, Limnocardiumokkal *(Limnocardium sopronense)*, a Lyrceák ritkaságával.

VITÁLIS föntebb említett, hátrahagyott tanulmányában a Sopron vidéki pannóniai rétegek homokos—kavicsos, valamint homokos—agyagos rétegösszleteit, gazdag faunaismertetéssel, alsópannóniai emeletbe sorolta. Megállapította az alsópannóniai homokos összlet diszkordanciáját a lajtamészkővel és a szarmata mészkővel szemben is.

A felsőpannóniai emeletbe Brennberg környékén édesvízi, szárazföldi homokos rétegek sorolhatók *Helix*-félékkel.

A távolabbi részek rétegtani kifejlődése és a fölvetett kérdések további vizsgálata, valamint a pliocén képződmények ismertetése a kisalföldi medenceképződmények tárgyalásában kerül sorra.

A Mecsekhegység

A Pannóniai medencerészben, a miocén tenger a kristályos és paleozóos—mezozóos vonulatrészek között, különböző szintekbe tartozó üledékekkel jelentkezik. A terület legnagyobb része a medencét kitöltő negyedkori és pannóniai üledékekkel födött, és az idősebb neogén tagok, fedőhegységszerűen csak az alaphegységek szegélyén vagy azok belsejében, kisebb-nagyobb egykori öblök vagy lagunák alakjában mutatkoznak a felszínen. A krétában vagy a kréta végén szárazulattá vált terület a paleogénben csak a Dunántúli Magyar Középhegység északi részén került tenger alá, és az oligocénben vagy

annak végén újból kiemelkedett. Az akvitáni emeletet csak az országhatáron kívül, Horvátországban ismerjük, édesvízi és csökkentsósvízi kifejlődésben, barnakőszéntelepekkel.

A miocén alsó tagozatai a Dunántúl déli részében, a Mecsekhegység körül, a Bakonyban, a Vértes hegységben és a Gerecsében is hiányoznak. A transzgresszió mindenütt egységesen, a középsőmiocénben, a helvéti—tortonai emeletben mutatkozik. A különböző medencerészek üledéksorozatának részletvizsgálataiból néha nehéz általános érvényességű összesítést adni, mert a medenceperemi fenékingadozások nyomán a csaknem mindenütt partszegélyi vagy sekélytengeri üledékek nagyon sokféleképpen változnak. A stájerországi és a Belsőalpi Bécsi medencebeli viszonyokkal azonos Sopron vidéki miocén földtörténeti mozzanatai nagy vonalakban a dunántúli fedőhegységekben is fölismerhetők. A részletekben mutatkozó eltérések északkelet felé fokozódnak, s a Budai hegység déli és északi fedőhegységétől kezdve kiteljesedő miocén sorozat már egészen elkülönült jellegűvé válik. Ezt szem előtt tartva, a miocén kifejlődéseket délről északra haladva ismertetjük.

Helvéti emelet

A Mecsekhegység kristályos és mezozóos alaphegységrészei körül a neogén rétegöszlet a középsőmiocén helvéti emeletétől teljes sorozatú változatos kifejlődésben mutatkozik. A miocén üledékképződés szárazföldi jellegű durva kavics-, konglomerátum- és homokkőösszlettel, édesvízi képződményekkel kezdődik.

Ennek a megelőző hosszú szárazföldi időszakban történt, nagy lepusztulást jelző, durva törmelékes üledékösszletnek kavicsanyagában a kristályos alaphegységi kvarc, lidit, kristályos pala kőzetanyagon kívül, igen nagy mennyiségű a permi konglomerátumból származó kvarcporfirkavics, és a mezozóos alaphegység maihoz hasonló elrendeződését jelző triász és jura kőzetek kavicsai ismerhetők föl. A nyugati perm—triász vonulat területén a konglomerátumban ezek kavicsai találhatók, a triász vonulat északi részén a kagylósmészkő nagy görgetegeivel, rögeivel, sőt tömbjeivel. Magyaregregy határában a trachidoleritkavicsokkal és görgetegekkel kapcsolatos mágnesvaskő rögök és tömbök, továbbá kelet felé fokozatosan szaporodóan és nagyságban is növekedően a hegység északi előterében ma már felszínen nem mutatkozó gránit kavicsai, rögei és tömbje mutatkoznak.

A hegység keleti jura vonulatának fedőhegységében a kvarckavicsok mellett az alaphegységbeli jura kőzetek, középsőliász kvarcit-, tűzkő- és homokkő-, dogger és titon mészkő-, valamint tűzkőkavicsok uralkodók. A déli szegélyen az előtéri gránitanyag kavicsaihoz, Hosszúheténytől nyugat felé előbb gyéren, majd Mecsekszabolcstól kezdődően a jura kavicsok kimaradásával, uralkodóvá válóan, anizusi mészkőkavicsok társulnak.

Mindez világosan jelzi a mecseki kristályos és főként a perm—mezozóos alaphegység mai térbeli elrendezésének helvéti emelet előtt kialakult voltát. Helyenként barnakőszén lencsék és zsinórok, jellegzetes édesvízi kagylók *(Unio, Congeria böckhi)* és csigák *(Bulimus vadászi, Neritina)* kíséretében, congeriás meszes homokkő-, s szintálló durvaszemű riolittufarétegek teszik jól fölismerhetővé az alsóhelvéti emeletbe tartozó összletet.

A Mecsekhegység c. munka táblázatos átnézetben ismertette ennek a nagyon jellegzetes rétegösszletnek kifejlődésbeli jellegeit a hegység különböző részein észlelhető föltárások alapján. Ezt az általános jellemzést és a tortonai emeletet is föltüntető átnézetet teljes egészében fönntartva, az alábbiakban kevés változtatással adjuk (XIII. táblázat). A mecsekhegységi középsőmiocén üledékképződés a hegység körül, az egyes részeken észlelhető réteghiányok, vastagságbeli különbségek és helyi kifejlődésbeli

változások mellett is egyveretű, jól fölismerhető tagolódású összlet. A helvéti emelet kezdetén induló transzgresszió szárazföldi kavics-, konglomerátum-, homok- és homokkőösszlete kizárólag édesvízi jellegű. A kavicsok fölismerhető kőzetanyaga, nagyságrend és koptatottság szerint is, a kristályos kőzeteket is beleértve, a közeli előtér perm—mezozóos kőzeteiből származik. A közbetelepült riolittufarétegek horzsaköves szövetűek, szenesedett fás részeket, növénylenyomatokat is tartalmaznak. A szárazföldi—édesvízi durvatörmelékes, alsóhelvéti rétegösszletnek ez a jellemző riolittufa szintje HOFMANN KÁROLY szerint „kvarctrachit", az eddigi irodalomban többnyire dácittufa néven szerepel. VÉGH SÁNDOR részletes üledékkőzettani vizsgálatai szerint, a feltűnő biotitszemcséken kívüli plagioklász, szanidin és kvarc elegyrészek, valamint a vegyi összetétel alapján riolittufának minősül. Igen jelentéktelen mennyiségű üledékes ásványszemcsét tartalmaz (muszkovit), PÁLFALVY ISTVÁN szerint meghatározható növényi maradványok nélkül. Nagymányokon (Melegoldal) az újabb részletes térképezés szerint a középsőhelvéti halpikkelyes agyagrétegek közé 1 m vastagságot is elérő bentonit és agyagos tufitrétegek települnek. Magyaregregy körül, a slir alatti tufás rétegek általában tömöttebb szövetűek és finomabb szeműek, mint az alsóhelvéti riolittufa. Nem is szintállóak, kiékelődő rétegekben települnek. A tortonai emeletben is hasonló alakban folytatódnak. Vulkáni anyaguk riolit—dácit lehet, de nem szükségszerűen szórt anemopiroklasztit, hanem a régebbi riolittufa lepusztult anyagából származó hidropiroklasztit.

Az alsóhelvéti édesvízi összletben a hegység déli részén egy riolittufaösszlet mutatkozik. Az északi vonulatrészben, Szászvár—Tolnaváralja között két riolittufabetelepülés látszik, valószínűleg szerkezeti megismétlődésben. A felsőhelvéti tengeri összletben tufit és részben átdolgozott tufás rétegek vannak.

Az édesvízi összlet további jellegzetes rétegtagja congeriás meszes homokkő, amely riolittufa- és amfibolandezittörmeléket is tartalmaz. Ehhez kapcsolódik helyenként zöld, vörös, riolittufás agyag, agyag és kiékelődő fás barnakőszén.

Az alsóhelvéti édesvízi rétegek fölfelé finomodó, homokos anyaggal fokozatosan tengeri jellegűekké válnak, a hegység északi fedőhegységének nyugatibb részében (Magyaregregy—Komló—Baranyaszék—Orfű) tufit- és tufás homokos agyagközbetelepüléseket tartalmazó szürke és sárgásbarna, jellegzetes slírrétegekkel. Ezeknek jellemző faunáját STRAUSZ LÁSZLÓ ismertette. A slirösszlet a hegység északi fedőhegységének keleti részén (Magyaregregy—Szászvár—Hidas), valamint délen (Somogy—Hosszúhetény—Pécsvárad) ostreás—cerithiumos tortonai emeletbeli rétegekbe megy át. A helvéti tufitrétegek és a velük kapcsolatos tufás agyag-, tufás márga- és homokrétegek növényi maradványokat tartalmaznak, amelyeket régebben STAUB MÓR írt le. PÁLFALVY újabb vizsgálatai szerint a helvéti rétegösszlet alsó részében mocsári, a középsőben nedvességkedvelő és száraz, szubtrópusi, örökzöld, a felsőhelvéti tengeri tagozatban mérsékelt éghajlatú lombhullató fák flóraelemei uralkodók. A magyaregregyi Farkasordítóvölgy helvéti növénytartalmú rétegei közé települt leveles diatomás pala Sz. HAJÓS MÁRTA vizsgálatai szerint túlnyomólag tengeri (87%), alárendelten édesvízi—csökkentsósvízi (13%) *Diatomea*-féléket tartalmaz.

Ennek a szárazföldi—édesvízi—tengeri rétegösszletnek helvéti emeletbe tartozását a települési viszonyok és a jellemző gyér faunaelemek alapján állapítottuk meg. Megerősítve látjuk a Sopron vidéki hasonló üledékképződési viszonyokkal, ahol mint láttuk, a brennbergi édesvízi kőszénösszlet nagyvastagságú fedőkavicsösszletében SZÁDECZKY-KARDOSS a mecseki *Congeria böckhi* kíséretében a Mecsekhegységből is ismerthez hasonló *Unio*-félét és egyéb édesvízi alakokat talált. A helvéti emelet felső tagozatában pedig a slírkifejlődést a mecsekivel egyező átmeneti faunával találjuk.

A mecseki durva törmelékösszletben a folyóvízi jelleg nem olyan határozott, mint Brennberg körül. Állóvízi jellege kifejezettebb, tagoltabb üledékképződéssel, ami

a szakaszosságot is fölismerhetőbbé teszi. A kőzetkifejlődésben mutatkozó változások a terület egyenlőtlen süllyedésével járó medencealakulásra vezethetők vissza.

Ifj. Noszky Jenő a Komló vidéki rétegösszlet részletvizsgálata alapján a helvéti és a tortonai emelet közötti határt másként állapította meg. Szerinte a komlói amfibolandezit adja a határt, s a fölötte következő konglomerátum- és congeriás rétegek is a tortonai emeletbe tartoznak. Régebbi megfigyeléseim szerint az andezit a congeriás rétegek alatt foglal helyet. Az újabb komlói föltárások a homokszállító iparvasút mentén, a congeriás rétegeket szintén andezitre települtnek mutatják, sőt a congeriás homokkőben andezittörmelék is észlelhető. A congeriás homokkő a hegység körül mindenütt nyomozható, jól azonosítható rétegszelvények szerint a helvéti emeletbe tartozik. A tortonai emelet, ifj. Noszky rétegsorában az ostreás homok, homokkő és konglomerátummal kezdődik.

Végh Sándor Komló környéki újabb miocén vizsgálataiban a helvéti kavics-, konglomerátum- és homokkőösszletet és az arra következő riolittufás, foraminiferás slír agyagmárgát különböztette meg. A tortonai emeletbe az erre települő molluszkás homok- és homokkőösszlet s a fölötte levő glaukonittartalmú tufás—homokos mészkő és mészmárga tartozik. Az utóbbi a magyaregregyi Leánykővölgyben a lajtamészkő alatt foglal helyet.

Részletes üledékkőzettani vizsgálatokkal, az északi fedőhegységrészben, Hidas—Tolnaváralja körül, Végh a faunanélküli összletben is pontosan rögzítette a helvéti — tortonai réteghatárt. A homokvizsgálatok alapján a helvéti rétegösszletben egy alsó, rövid szállítottságú, folyóvízi, egy tarkaagyag, majd hosszabb szállítottságú, folyóvízi, tengeri (csökkentsósvízi) halpikkelyes és egy felső édesvízi tagozatot különböztet meg. Ez lényegében igazolja a szárazföldi—édesvízi kifejlődésű helvéti rétegösszletnek megismétlődő ingadozásokkal való fokozatos átmenetét a tengeri képződményekbe. A helvéti kavicsanyag a tortonai emelet alsó tagozatában, partszegélyi kavics- és homokrétegekben áthalmozott módon, további görgetettség nélkül fölismerhető.

Az alsóhelvéti emeletbe utalt édesvízi és szárazföldi rétegtagok, a megelőző hosszú szárazföldi időszak alatt fölgyűlt törmelékek mennyiségének megfelelően, tetemes vastagságúak. A helvéti rétegek vastagsága a hegység különböző részein változik. Legteljesebb összletben a Magyaregregy—nagymányoki vonulatban és a hegység északi oldalán, Pécsbudafa—Komló között meg Baranyaszéktől délre észlelhetők. A szászvári bányától délre, a bányavölgyben mért rétegösszlet a bányatelep szélén említett tengeri faunás átmeneti rétegekig mintegy 800 m; a Pécsbudafa—komlói szelvényben szintén a molluszkás említett tortonai rétegekig, mintegy 900 m. A hegység déli oldalán Mecsekszabolcson, a Szentistván-aknánál és a falutól délre a szőlőkben észlelhető tortonai rétegekig terjedő összlet még talán ennél is nagyobb vastagságot ad. Itt azonban az akna vonalában és a község fölött észlelhető riolittufa jelenléte nyilvánvalóan rétegismétlődést mutat, amit az itt áthaladó és a liász rétegeket felszínre hozó törésvonalak is bizonyítanak. Hosszúheténytől délre, a Szőlőhegyen mindössze 250 m összletvastagságot számíthatunk.

Tortonai emelet

A táblázatos áttekintés szerint, az idetartozó rétegösszletek kifejlődésükben nagy változatosságot mutatnak. Különösen a hegység déli, keleti és északkeleti részén látunk nyugtalan fenékviszonyokra utaló gyakori fáciesingadozásokat. Az emelet alsó részében, az egész hegységben általánosan, tengeri üledékeket találunk, partközeli kifejlődésben. A hegység északi részén ezek közvetlenül a helvéti tengeri agyagból fejlődnek ki molluszkás—bryozoás homok és homokkő közbeiktatásával riolittufás közbetelepülésekkel. A tengeri agyag felső határán, jellemző corbulás—turritellás agyag észlelhető. Komló körül, mint említettük, a helvéti tufás, slír agyagmárgára települő molluszkás homok- és homokkőösszlet, majd glaukonittartalmú tufás homokos mészkő és

mészmárga tartozik a tortonai emeletbe. Mecsekjánosi—Pölöske körül sárga meszes homok, Kishajmás körül hasonlóan homok és laza bryozoás homok s ezek után lithothamniumos mészkő zárja le a tortonai rétegsort. Kisvaszar határában, a Vajdahegy völgyében, a helvéti tengeri agyag molluszkás homokköközbetelepülésekkel megy át a lithothamniumos mészkőbe, melyre itt is a szarmata települ. A magyeregregyi Leánykővölgyében a helvéti agyag fölött mintegy 5 m vastag kavics és konglomerátum települ, amelyre agyagos, lithothamniumos, molluszkás, durva homokkő és finomabbszemű márgás mészkő következik. Ebben a szelvényben azonban még megismétlődő durva breccsián kívül újabb tengeri faunás laza homokkő, két finomszemű tufabetelepüléssel, sárga molluszkás agyag, laza és keményebb homokkő, kovásodott fatörzsekkel és nagy Ostreákkal, végül sárga, csillámos, gyér molluszkás agyag zárja le a változatos rétegsort.

A hegység északkeleti szélén, Hidason nagyon változatos rétegsort találunk tengeri, csökkentsósvízi és édesvízi rétegek megismétlődésével. Ez az először Peters által részletesen ismertetett rétegösszlet a községtől keletre, az Ófalura vezető út alatti vízmosásban van. Rétegsorát újabban Strausz is ismertette, tengeri molluszkáit Cs. Mezneries Ilona írta le, s így annak részletezésére annál kevésbé van szükség, mivel a rétegek megkülönböztetése az állandóan változó vízmosás mindenkori állapotától függ. Az újraindult nagyméretű bányászat hányótere be is temette. Különböző időben készített szelvényeim Peters adataival összeegyeztethetők, s lényegében a rétegösszlet alján tengeri rétegek, közepén barnakőszéntelepekkel váltakozó édes- és csökkentsósvízi, riolittufás rétegek, s legfelül ismét tengeri rétegek vannak. Az egész hidasi rétegsor a tortonai emelet alsó részébe tartozik.

Ennek a nevezetes rétegsornak alján laza kötésű kavics és konglomerátum látható lajtamészkővel, a partszegély összes jellegzetességeivel: megfúrt kavicsokkal, görgetegeken fennőtt Balanusokkal és Bryozoumokkal. Másik jellegzetessége a rétegsornak, hogy felső részében a lajtamészkő is megismétlődik és ostreás agyagréteggel záródik. A konglomerátumképződés megismétlődése a többszöri parteltolódás eredménye. A helvéti szárazföldi konglomerátum és a tortonai konglomerátum biztosan megkülönböztethető az utóbbiban található, partszegélyi fúrókagylóktól megfúrt kavicsokkal, esetleg tengeri faunával is.

A településszlet kovafölddel kezdődő, édesvízi tagozat, 0,1—2,0 m vastag fás—földes kőszénrétegekkel. A fás részek Haraszty Árpád vizsgálatai szerint kizárólag fenyőfélékből állanak *(Taxodioxylon gypsaceum, Taxodioxylon taxodii, Glyptostroboxylon tenerum)*.

A hidasi tortonai rétegek kifejlődésében mutatkozó változatosságot bizonyos mértékig hasonló értelemben nyomozhatjuk a hegység déli fedőhegységében is. A gránithegység északi szélén (Feked) és délen (Geresd—Püspöklak—Fazekasboda), a gránitra települt helvéti édesvízi (congeriás) összletre mindenütt lithothamniumos rétegek településnek. Ezek a tortonai emelet alsó részének felelnek meg. Fölöttük Püspöklaknál tufás homok és homokkő, majd ostreás—cerithiumos rétegek barnakőszénnyomokkal, végül durva törmelékrétegek vannak, amelyek a hidasi szelvény megfelelő rétegeire emlékeztetnek. Még kifejezetebbé válik ez a hasonlóság Pécsváradon a hegység déli oldalán, ahol a helvéti kavics—konglomerátumra települt tortonai mészkőtőanyagú konglomerátum és kavicsos mészkő átmeneti rétegei után lajtamészkő jellegű bryozoás meszes homokkő, majd lithothamniumos mészkő következik. Ezek fölött ostreás—cerithiumos csökkentsósvízi agyag, majd turritellás s végül picnodontás—buccinumos, gipszes agyag települ. Nyugat felé, Somogytól délre, az országútig terjedő szelvényben a lajtamészkővel azonosítható, nyomokban észlelhető márgás mészkő, s fölötte homok, kavics és növénylenyomatokat tartalmazó agyag, közbetelepült riolittufaréteg és kőszénzsinóros édesvízi rétegek településnek *Planorbis*-félékkel. E fölött, előbb csökkentsósvízi ostreás—cerithiumos rétegek vannak, majd turritellás agyag zárja a tortonai sorozatot, amelyre a szarmata rétegek településnek. Mecsekszabolcstól délre, a pécsváradi szelvényhez hasonlóan, a helvéti édesvízi kavicsra és konglomerátumra átmeneti, kavicsos lajtamészkő, majd ostreás rétegek településnek, amelyek cerithiumos agyagba és homokba mennek át. Erre következnek lithothamniumos—meszes konglomerátumrétegek, majd sárga molluszkás tengeri homok, mely laza homokos mészmárgába megy át, s végül lithothamniumos mészkőben folytatódik. Az utóbbi itt a tortonai emelet zárótagja, s fölötte szarmata rétegek

következnek. A pécsváradi rétegsorral szemben, a mecsekszabolcsi összletben a két partszegélyi tengeri összlet közé fogott csökkentsósvízi rétegek vékonyabbak, s kisebbmérvű a kezdő tengeri rétegsor is. A záró lajtamészkőrétegek Pécsváradon hiányoznak. A mecsekszabolcsi tortonai rétegsor két lajtamészkőkifejlődése a hidasi összletre emlékeztet, a riolittufa nélkül. Hasonló szelvényben harántolták át a tortonai rétegösszletet Pécs határában, Meszespusztán is, ahol a szarmata alatt előbb lithothamniumos mészkő, majd szürke homokkal, homokos agyaggal s homokkővel váltakozó kavicsos—homokos agyagmárga következett, a gránit és fillit alaphegységre települve.

A mecseki tortonai rétegösszlet többé-kevésbé azonos szintjeiben illetve kifejlődéseiben mindenütt nyomozhatók a finomszemű riodácittufás rétegek is. Külön vizsgálatot igényel ezek között a hidasi riolittufa, melynek az ottani édesvízi barnakőszénnel kapcsolatos volta a várpalotai és szentgáli kőszénösszlettel való azonosságra utal, aminek rétegtani értékelése további részletes összehasonlító vizsgálatra vár.

A tortonai emelet rétegösszletének vastagságát, a hegység különböző részein észlelhető eltérő kifejlődése miatt s különösen az összefüggő föltárások hiányában, nehezen lehet megállapítani. A lajtamészkő vastagsága a kisbatytyáni Vajdahegy völgyében 75 m, Mecsekjánosi—Pölöske között ennél mindenesetre több. Pécsvárad körül a lithothamniumos mészkő és bryozoás homokkő együttesen mintegy 300 m vastagságúnak adódik. Fazekasbodától délre a teljes tortonai rétegsor 100—150 m vastagságú lehet. A pécsi Meszespuszta említett mélyfúrásában az átfúrt egész tortonai emelet 206 m, amiből mintegy 30 m esik a lithothamniumos mészkőre.

*

A rétegek egymásutánjának ilyen összefoglaló, általános ismertetéséből is kitűnik, hogy a hegység különböző területrészein különböző fekvésviszonyoknak megfelelő üledékek keletkeztek. Az üledékképződés menetének gyakori változását és ingadozását a területet elborító középsőmiocén tenger sekélységével magyarázhatjuk, ami különösen a hegység keleti és déli részén, a gránit és mezozóos vonulat kiemelkedő részei között, epikontinentális jellegének megfelelően, túlsúlyban levő partszegélyi és partközeli üledékeket és kiédesedő öblökben csökkentsósvízi és édesvízi képződményeket szolgáltatott. Az üledékképződést a helvéti emelet alján az egész hegységben egyformán édesvízi összlet vezeti be, amelynek kifejlődése és rétegtani helyzete mindenütt biztosan fölismerhető és azonosítható. A helvéti emelet második felében fokozatos, egyenlőtlen tengerelöntés a hegység északi oldalán erőteljesebb süllyedésből eredő tengeri agyagösszletet szolgáltatott. A déli oldalon azonban ugyanakkor csak az alsó édesvízi összlet folytatódott, vagy kisebb méretű süllyedés miatt csak partszegélyi és partközeli üledékek voltak, melyek elhatárolás lehetősége nélkül folytatódnak a tortonai rétegekben is. A déli hegységrészen tehát eltérő üledéksort találunk.

A tortonai rétegsor változatos kifejlődése mellett is, nagy vonásokban bizonyos üledékképződési ütemre utaló kifejlődésbeli egyezőségek megállapíthatók. E tortonai rétegeknek partszegélyi és sekélytengeri kifejlődését, különösen a hegység déli részén, az egykori térszíni viszonyok szabják meg. Az így keletkezett üledékek mélységi eloszlásának megítélésétől még egyelőre messze vagyunk. Ebben a tekintetben a gyakran változó faunakép elemzése önként értetődő eltérések megállapítására vezet, ami a kérdést nem viszi előbbre. A faunakép különbözősége egyébként semmi szintbeli megítélésre nem alkalmas, mert azonos alakok találhatók hasonló kifejlődésű, különböző szintbe tartozó rétegekben.

Külön óvatosságot igényel a többször megismétlődő riolit- vagy dácittufarétegek helyzete. Ilyenek az alsóhelvéti édesvízi összlet alsó részében, a helvéti tengeri agyag alján és annak rétegei között, továbbá a tortonai rétegek közepe

A Mecsekhegység helvéti—tortonai üledékeinek kifejlődési átnézete
(VADÁSZ E., 1958)

Emelet	Mecsekszabolcs	Somogy, a községtől délre	Pécsvárad		Püspöklak	Feked, Geresd	Hidas	Magyaregregy, Szászvár	Kisbattyán, Kisvaszar	Pécsbudafa, Komló, Mecsekjánosi, Pölöske	Baranyaszék	Orfű, Rákos, Egyházbér
			Nyugati völgyek	Templomdomb								
	Közvetlen szarmata rátelepülés											
Tortonai	Lithothamniumos mészkő és laza mészmárga		Pycnodontás-buccinumos agyag		Durva törmelék és homok, koptatott molluszkákkal		Pycnodontás tengeri agyag és lajtamészkő		Tengeri agyag			
									Breccsia	Ostreás rétegek		Lajtamészkő
							Édesvízi rétegek		Lithothamniumos mészkő és bryozoás, meszes homokkő			
							Csökkentsósvízi rétegek					
	Sárga molluszkás homok	Turritellás agyag	Turritellás agyag	Turritellás, cerithiumos agyag	Cerithiumos, ostreás, szenes rétegek		Diatomás kovapala		Riolittufit	Lajtamészkő és bryozoás mészkő		
	Lithothamniumos, meszes konglomerátum		Cerithiumos, ostreás rétegek	Ostreás pad			Édesvízi rétegek kőszéntelepekkel, riolittufával		Breccsia			
				Édesvízi rétegek	Tufás homok és homokkő		Tengeri agyag		Tufás agyagmárga			
							Lithothamniumos, amphisteginás mészkő					
	Cerithiumos, ostreás, homokos agyag	Cerithiumos, ostreás rétegek	Bryozoás—lithothamniumos meszes homokkő és mészkő	Lithothamniumos mészkő	Homokos — lithothamniumos rétegek	Lithothamniumos mészkő	Konglomerátum	Cerithiumos — turritellás rétegek	Lithothamniumos mészkő- és konglomerátum	Molluszkás homok és laza homokkő	Turritellás, corbulás agyag	Turritellás, corbulás agyag
Helvéti		Édesvízi és szárazföldi homok, kavics és agyag, növényekkel és kőszénzsinórokkal	Meszes homokkő	Homok és congériás homokkő		Riolittufa		Váltakozó édesvízi homok, homokkő és kavicsrétegek barnakőszénnyomokkal	Tengeri agyag (Slir) Homokos agyag	Tengeri agyag (Slir) Palás agyag növényekkel	Tengeri agyag (Slir) Palás agyag növényekkel	Tengeri agyag (Slir) Riolittufa Palás agyag növényekkel
	Riolittufa	Riolittufa Congériás homokkő	Congériás homokkő	Kavics, konglomerátum	Durva gránittörmelék	Congériás, meszes homokkő, gránittörmelékkel		Uniós-congériás rétegek Riolittufa	Riolittufa Agyag és homokkő Riolittufa	Congériás homokkő Amfibolandezit Riolittufa		
	Kavics, konglomerátum, durva homok és homokkő	Kavics, konglomerátum, homokkő	Kavics, konglomerátum, homok Édesvízi mészkő	Édesvízi mészkő				Kavics, konglomerátum, homok és homokkő	Kavics, konglomerátum, homok és homokkő	Kavics, konglomerátum, homok és homokkő	Kavics, konglomerátum, homok és homokkő	Kavics, konglomerátum, homok és homokkő

táján (Somogy, Kisvaszar, Hidas) találhatók. Megismétlődésre utaló helyzetben észleljük a bryozoás és lithothamniumos rétegeket is, melyek a tortonai emeletben általános elterjedésűek a hegység északi részén. Pécs—Mecsekszabolcs körül a rétegsor legfelsőbb tagját alkotják, s Hidason megismétlődnek a rétegsor felső részében. Pécsvárad—Somogy között, a tortonai rétegsor felső részén mutatkozó ostreás rétegek nyomát megtaláljuk Pölöskén is a lajtamészkő tetején. Számolnunk kell azzal a ténnyel is, hogy mind Pécs vidékén, mind Mecsekfalu körül a tortonai rétegek erősen lepusztultak, aminek nyomait a szarmata és különösen a pannóniai üledékekben kavicsok és kisebb-nagyobb lajtamészkőrögök, zárványok mutatják.

A gyakori fáciesváltozások a mecseki medencealakulást befolyásoló stájer mozgások szinorogén—epirogén megnyilvánulásai, amelyekre, mint említettük, az északi rész erőteljesebb süllyedéssel reagált. Az előrenyomuló miocén tenger térszínformáló hatású, az egykori partszegélyt szolgáltató alaphegység idősebb tagjainak pusztításával és letarolásával. Ezek nyomait megtaláljuk a hegység északi és déli részén is. Az egykori partvonalat jelző fúrókagylónyomok nagyon szépen mutatkoztak Vágot-puszta mellett a helvéti édesvízi összletből kiálló triász mészkősziklákon is. Ez a mai 400 m magasságú térszín jelzi egyszersmind a helvéti transzgresszió magassági határát, valamint a tengerelöntésnek az édesvízi rétegeken túlterjedt voltát. Hasonló körülmények között mutatkoztak fúrókagylónyomok a vasasi Kerekhegyen és legnyugatibb jelentkezésben Pécsett, a Bárány úti liász márgában. Idesoroljuk a hidasi tortonai emelet partszegélyi, alsó konglomerátumában említett megfúrt kavicsokat is. A parti hullámverés jelei, abráziós breccsia alakjában, több helyen láthatók, mindenütt az alatta levő idősebb rétegek megfelelő tagjának anyagából.

Szarmata emelet

A tortonai emelet végén a Mecsekhegységben valószínűleg föltöltődéses regresszió volt, aminek következtében a szarmata rétegek kisebb területre korlátozódtak. Mindenütt közvetlenül a tortonai rétegekre települnek, ettől eltérő helyzetben, zavart, rendellenes településben. A lajtamészkőre többnyire eróziós diszkordanciával következnek, amit a szarmata mészkőben található lajtamészkőkavicsok és görgetegek, helyenként bemosott Lithothamniumok is igazolnak.

Kifejlődésük jellemző durvamészkő, mészmárga, meszes homokkő, alárendelten agyag. Pécsváradon és Hidason diatomás agyagmárga van a tortonai rétegek határán. Helyenként miliolidás mészkő alakjában is észlelhető. Aprótermetű Foraminiferákon kívül Ostracodák és a csaknem mindenütt található jellemző *Cerithium-*, *Tapes-*, *Ervilia-*, *Mactra*-félék találhatók. Ifj. Noszky ritkaságként tekinthető új kacslábú rák-félét *(Andromachia noszkyi)* talált, ami a szarmatában tortonai-reliktum lehet. Kolosváry Gábor szerint „degenerálódott *Creusia* példány".

A Dunántúl többi részéhez képest szembeötlő negatívum, hogy a mecseki szarmata összletben kavics- és konglomerátumkifejlődés nincs.

A mecseki szarmata összlet rétegtani helyzetét közelebbről még nem vizsgálták. A magyarországi eddigi fölfogás szerint alsószarmata lehet. A felsőszarmatában, a Mecsekhegység fedőhegységi peremi részén, regressziós kiemelkedés volt, lepusztulással, amit a pannóniai emelet diszkordáns települése és

szarmata mészkőtörmeléke igazol. Ez azonban nem olyan szembeötlő mértékű, mint a Sopron vidéki területen.

A szarmata rétegek elterjedése a hegység déli részén a felszínen nagyobbnak látszik, mint az északi oldalon. Mindkét részen zavart településű, de a déli oldalon erőteljesebb zavargást mutat, egészen meredekre állított rétegekkel is. Peremi kifejlődésében összes vastagsága 100 m lehet, Pécs körül a pannóniai rétegek alatt is több helyen átfúrt vastagsága 50—100 m között volt.

Ezekben a kérdésekben már Böckh János alapvető Pécs vidéki munkájában kitűnő megfigyelési adatok vannak, amelyek az újabb megfigyelésekkel korszerűen értelmezhetők. A Pécs—Pécsvárad közötti nagy diszlokációs övben helyesen ismerte föl a szarmata rétegek zavargásos övét, meredekre állított rétegekkel. Megállapította, hogy a szarmata mészkő *Lithothamnium*-tartalmú, de ez bemosottságból származik. A szarmata rétegeket a pannóniai rétegekkel szoros kapcsolatban állónak tekinti, noha megállapítja, hogy a szarmata rétegek zavargás útján, mintegy ékalakban foglalnak helyet a pannóniai rétegek között. Ezenkívül a pannóniai rétegek alsó, meszes kavicsos—homokos rétegeiben ökölnyi szarmata mészkőgörgetegek is vannak.

Ugyanennek a déli hegységperemi övnek mélyfúrási adataiból Ferenczi István megállapította, hogy a mészkőfácies a hegységperemen foglal helyet, s befelé, a medence felé, homokos—kavicsos kifejlődésbe megy át. Megemlíti azt is, hogy a mélyfúrásokban a lajtamészkő kimaradásával, a mediterrán rétegek felé a szarmata elhatárolása is nehezebbé válik. A medence felé egyszersmind a szarmata rétegek vastagsága nő.

A Mecsekhegység fedőhegységi szarmata összletének kifejlődési és üledékképződési viszonyaiban ugyanazok a folyamatok és jelenségek ismerhetők föl, mint Sopron vidékén. *1.* A szarmata rétegek peremi kifejlődése uralkodólag mészkő. *2.* A szarmata rétegek regressziós üledékképződése a tortonai rétegek felé diszkordanciát mutat, mégha helyenként konkordanciának tűnik is (paenakkordancia). Ezt az abráziós, sokszor eróziós diszkordanciát a szarmata rétegekben található lajtamészkő és *Lithothamnium* törmelék igazolja. *3.* A partszegélyi és partközeli sekélyvízi szarmata mészkőképződés melegebb vízhőmérsékletre utal; a medence belseje felé törmelékes, homokos, kavicsos, agyagos üledékek váltják föl, megritkult faunával. *4.* A felsőszarmata peremi regressziós—eróziós szakasz után a pannóniai törmelékes rétegösszlet transzgressziós módon, a lajtamészkő és a szarmata mészkő nagymérvű partmenti lepusztulásával, diszkordáns településsel következik.

Pannóniai emelet

A mecseki fedőhegységbeli pannóniai rétegek az erre vonatkozó alapvető irodalomban szerepelnek egy-két klasszikussá vált lelőhely ismertetésével (Árpád, Pécs, Nagymányok, Szekszárd). Az újabb földtani összesítésben tektonikai jelentőségűvé váltak. Az alábbi szegélykifejlődés ismertetésében csak alsó- és felsőpannóniai rétegeket különböztetünk meg, azok nevezéktani vagy szintbeli hovatartozásának besorolása vagy értékelése nélkül. Ezekre a kérdésekre a medenceképződmények tárgyalásában visszatérünk.

A pannóniai rétegek mindkét tagozata a szigetszerűen kiemelkedő Mecsekhegységet köpenyszerűen veszi körül, és mindenütt belesimul a medenceképződményekbe. A peremi kifejlődésben durvább és finomabb homok, homokkő, meszes homokkő, homokos agyag, agyag és agyagmárga található, sok helyen az egykori partszegélyt jelző durva kavicsos és nagy görgetegeket tartalmazó alapkonglomerátummal. Ilyenekül tekinthetők a már említett, lithothamniumos mészkőtörmeléket vagy szarmata mészkőgörgetegeket és kavicsokat tartalmazó alsópannóniai rétegek, Pécs körül vagy az északi oldalon is.

Szászvár körül durva trachidolerittörmelékből alakult breccsia jelzi a partszegélyi képződményt. A hegységtől távolodva, különösen a déli oldalon, de északon is mindinkább finomabbszemű rétegek vannak. A faunaelemek alapján az alsó- és a felsőpannóniai rétegek is képviselve vannak, mai felszíni elterjedés szerint a felsőpannóniai rétegek túlsúlyával.

A pannóniai emelet rétegei általában transzgredálók, a peremeken a szarmata, sőt néhol a tortonai emelet rétegeire, sőt az alaphegységre települnek (Nagymányok, Szász-



102. ábra. Intrapannón diszlokáció a pannóniai rétegösszletben, diszkordánsan települt felsőpannóniai rétegekkel, Pécs (Danicz puszta), (Fülöp J. felv.)

vár), intrapannóni mozgásokkal járó lepusztulással és torlódással. Ez az oka sok helyen az alsópannóniai rétegek peremi hiányának is. A hegység déli, Pécs vidéki peremi rétegeiben Böckh János nyomán, Ferenczi István négy szintet különböztetett meg a pannóniai emeletben.

1. Az alsópannóniai emeletbe tartozik a *Congeria banatica*-tartalmú mészmárga és agyagmárga, ami a peremeken a szarmata rétegekhez simul (Pécs, Pécsvárad, Hidas), dél felé a medencében felszínen is mutatkozik (Szilágy, Liptód, Hercegszabar, Szederkény, Versend, Máriakéménd), kiemelt dogger szigetrögökön, amelyeknek lenyesett felszínére közvetlenül települ reá. Sümeghy József gazdag faunát említ belőle: *Congeria banatica, Congeria czjzeki, Congeria ornithopsis, Limnocardium penslii, Limnocardium decorum, Melanopsis sturi, Micromelania laevis, Orygoceras*-félék, *Valenciennius.*

2. Az alsópannóniai homokos—kavicsos, durva törmelékes rétegek általánosabb elterjedésűek, Pécs környékén erősen meszes durva homok, laza homokkő, néha agyagos közbetelepülésekkel, helyenként folyóvízi keresztrétegzettséggel. Faunajellemzői a *Melanopsis*-félék *(Melanopsis bouéi, Melanopsis sturi, Melanopsis vindobonensis, Melanopsis martiniana), Limnocardium*-félék, *Congeria partschi, Congeria ornithopsis.* Kétség-

telen parti kifejlődés, amelyhez a lithothamniumos és szarmata mészkőtörmelékes rétegek is tartoznak, helyenként bemosott szarmata *Cerithium*-félékkel is. A *Congeria banatica*-tartalmú márgarétegekhez való közvetlen viszonya sehol sem látszik. Valószínűleg egyidejű fáciesek a márga nyíltabbvízi, partoktól távolabbi keletkezésével. Ezt találjuk már nyugat felé (Bükkösd), észak felé (Liget—Magyarhertelend—Kisibafa), ahol szintén szürke agyagmárga, mészmárga mutatkozik Congeriákkal és Limnocardiumokkal.

3. A felsőpannóniai emelet alsóbb részén csillámos finom homok- és agyagrétegek találhatók. Ezek Pécs körül jól fölismerhetően transzgredálnak a homokba települt durva triász mészkőgörgetegekkel és kavicsokkal. Ez a szint ritkábban laza kötőanyagú konglomerátum és homokkő alakjában mutatkozik. Ez a durvább homok sok helyen az alaphegységre transzgredál (Szászvár, Nagymányok). Pécsett az alsópannóniai rétegekre diszkordánsan települ. A déli hegységszegély diszlokációs övében igen erőteljes mozgásokat, fölállított rétegeket mutat, összetorlódást jelző fölhajlásokkal, dél felé hajló vasas beívódásokkal. Hasonló meredekre állított rétegekkel, trachidolerit rátolódással mutatkozik az északi hegységperemen Szászváron is. Sümeghy faunafelsorolása szerint a *Congeria rhomboidea—triangularis* szintbe sorolható.

4. A felsőpannóniai felsőbb, folyóvízi rétegek a mecseki fedőhegység körzetében hiányoznak. A pannon utáni erőteljes hegységképző mozgások nyomán történt nagymérvű lepusztulással ezek a hiányok érthetővé válnak.

Összegezve a Mecsekhegység fedőhegységi miocén kifejlődésre vonatkozókat, újólag megállapíthatjuk, hogy itt a Belsőalpi Bécsi medencebeli viszonyokkal azonosítható Sopron vidéki földtörténeti mozzanatok, hasonló módon többé-kevésbé fölismerhetők.

A Bakonyhegység

A Mecsekhegységtől észak felé, a medenceképződményekhez tartozó, változó vastagságú pannóniai rétegösszlet alatt, a Balaton vonaláig, illetve a Bakonyhegységig csak mélyfúrásokból ismerjük a miocén jelenlétét. Ezek a medencebeli fúrási adatok részben a mecseki helvéti emeletre (Kurd, Igal, Karád; konglomerátum), részben a bakonyi tortonai emelet kifejlődésére utalnak. A Bakonyhegység vonulatában, a Déli és az Északi Bakony mezozóos alaphegység tagjait egybefoglaló medencealakulatokban, öbölnyúlványokban találjuk a miocén képződményeket. Kifejlődésben az egykori térszíni viszonyok szerint szárazföldi, partszegélyi, partközeli tengeri, csökkentsósvízi és édesvízi rétegek vannak érdemleges kőszénképződéssel. Az erre vonatkozó részlettanulmányok, valamint id. Lóczy balatonfölvidéki leírása és saját megfigyelések alapján, ezeket általánosságban a többi dunántúli miocén kifejlődéssel teljes összhangba lehet hozni. Nem egyes lelőhelyek szerint leíró részletezésre, hanem a Bakonyhegység egészét tekintő összefoglaló átnézetre törekedünk.

Helvéti emelet (szárazföldi kavicstakaró)

A Dunántúl általános földtörténete szerint, a miocén rétegek a Bakonyhegység egész területén, az Északi Bakonyban a felsőoligocén végétől, a Déli Bakonyban már a felsőeocéntől kezdődő szárazföldi időszak után a helvéti emelettel indulnak. Ez a miocén összlet a Bakonyhegység egész területére vonatkozóan miocén előtti térszínt borító valóságos fedőhegység, ami mai elterjedésében, a későbbi mozgásokkal különböző magasságú, többé-kevésbé lepusztított részletekben, kisebb-nagyobb kiterjedésű, szétszabdalt foszlányokban észlelhető.

A bakonyi fedőhegység helvéti képződményei üledékképződési, ősföldrajzi, sőt tektonikai tekintetben is jellegzetes, a hegység egész területén kisebb-

nagyobb foltokban vagy többé-kevésbé összefüggő területeket borító kavics- és konglomerátumösszlettel kezdődnek. Ennek rétegtani helyzete, a tortonai emelet képződményeihez való viszonya nem mindenütt tisztázott. A Sopron vidéki és a mecseki hasonló, nagyvastagságú szárazföldi és édesvízi durva kavics-, konglomerátum-, homok- és homokkőösszlet helvéti emeletbe tartozása határozottan megállapítható. Nagyon sok ok szól amellett, hogy ezek hasonmásaként a bakonyi szárazföldi—folyóvízi kavicsösszletet is, legnagyobb részében különösen az Északi Bakonyban, dél felé Herend—Városlőd—Várpalota—Bánta puszta vonaláig, a helvéti emeletbe soroljuk. Böckh János a Déli Bakonyban alsómediterránba tette, ugyanúgy, mint a Mecsekhegységben.

Id. Lóczy részletesen foglalkozott ezzel a kérdéssel a kavics kőzetanyagának, elterjedésének, térszíni helyzetének és településének figyelembevételével. Böckh megállapítása szerint a finom kvarckötőanyagú konglomerátumban néha meglehetősen nagy kvarc, szarukő, permi vörös kvarchomokkő és sötétebb színű triász mészkő van. Hantken a szápári aknaszelvény 26 m vastagságú, homokkő-, konglomerátum- és kavicsrétegek váltakozásával jellemzett összletében az ottani oligocén telepből származó kőszénhömpölyöket, mészkő-, kvarc- és alárendelten „trachitkavicsokat" talált, továbbá *Nummulites spira*-tartalmú eocén mészkődarabokat, amelyekből arra következtet, hogy „a vízáramlat, mely e konglomerátot összehordta, nyugatról jött". Említ belőle kovásodott fatörzseket és kisebb-nagyobb kovásodott fadarabokat is.

Id. Lóczy Lajos az eplényi konglomerátumból az alagútépítkezésnél kikerült ököltől—gyermekfejnagyságig terjedő kavicsanyagban amfiboltrachit-, kvarctrachit-, gneisz-, csillámpala-, fekete agyagpala-, lidit-, permi vöröshomokkő- és konglomerátum-, sötétszürke mészkő-, nummuliteszes mészkő-, fehér kvarc- és kvarcitpalakavicsokat említ. A Mecsekhegységben uralkodóan gyakori kvarcporfirt nem említi, ami a Bakonyban hasonlíthatatlanul ritka is. Nem lehetetlen, hogy a kvarctrachitként említettek kvarcporfirt jeleznek. Az amfiboltrachit amfibolandezit lehet, ami azonban ebben a magaslati alapkonglomerátumban és kavicsban nagyon gyéren található. Id. Lóczy szerint, a konglomerátumban, a Balatonhoz közelebb eső részeken sokkal nagyobb permi vöröshomokkő-, kvarcit- és trachithömpölyök vannak. A Herend és Szentgál közötti úton, meszes kötőanyagú konglomerátumban sok apróbb, kevésbé koptatott szögletes kavicsot észlelt. A Városlőd—Farkasgyepü közötti meszes konglomerátumban a mészkőgörgetegek vannak túlsúlyban, kevés kvarc és valamivel több „borjúfejnagyságú vöröshomokkő" mellett, kemény szürke triász agyagmárga, mállott dolomit és muszkovitcsillámos kvarchomokkő kíséretében: „Városlődtől mindinkább szaporodnak a különböző korú mészkőkavicsok és a sokféle erupciós kőzetek".

Id. Lóczy a bakonyi kavicskonglomerátumot szárazföldi eredésűnek tekinti, és minthogy szerinte mindenütt a tortonai emeletbe tartozó lajtamészkőre települ, nem tartja kizártnak, hogy az nagyobb tömegében vagy egészében már a szarmata rétegekhez tartozik. Ezt a fölfogást főként a kavicsban szereplő „temérdek andezit anyagra" alapítja, amit újabb megfigyelések alapján nem igazolhatunk. Téves az a megállapítás is, hogy ez az északbakonyi kavicskonglomerátum a lajtamészkőre települ. Ellenkezőleg, az említett Bánta puszta—Herend—Városlőd vonaláig jól megkülönböztethető tengeri partszegélyi, megfúrt kavicsos összlet vagy lajtamészkő kötőanyagú konglomerátum következik reá. Bánta pusztán pedig, az e fölött települő, lajtamészkő jellegű durvamészkő, Kókay József gyűjtése és vizsgálata szerint, jellemző helvéti *Pecten*-féléket és más faunaelemeket tartalmaz.

Fontos jellege ennek a bakonyi kavics- és konglomerátumösszletnek a kisebb-nagyobb, ugyancsak koptatott kovásodott fatörzsmaradványok gyakorisága. Lóczy nyílt kérdésként hagyja ezek származási helyét, kovásodási idejét és módját. Tuzson János *Magnolia silvatica* néven írta le ezeket az újabban *Dryoxylon* nemzetségbe sorolt kovásodott famaradványokat (Edwards: Foss. Cat. 17. Berlin, 1931). Valószínű, hogy több más fanem is kimutatható lesz közöttük. Az is kétségtelen, hogy ezek pontosabb kormeghatározó voltuk esetén sem lehetnek irányadók arra az összletre, amelyből kikerültek, mivel nemcsak ebben a kavicsban, hanem minden más összletben is a másodlagos módon, már kovásodottan behordott hasonló fatörzsek megelőző időszaki, valószínűleg száraz, meleg éghajlatú szárazföldi eredetet jeleznek. Lóczy a kovásodott fák gyakoriságából sűrű „*Magnolia*" erdőkre következtet azokon a partokon, ahonnan a kavics erős vízfolyásokkal lekerült. Ezeknek a szubtrópusi erdőknek helyéül a Fejér

megyei alföld és a somogyi dombvidék helyén a miocénben „egy elsüllyedt, fillitből, kvarcitból, paleozói mészkövekből álló, andezit és dácit intruzióktól behálózott magas hegységet" jelölt meg. Sokkal valószínűbb a kavics idősebb triász anyagának, valamint a kristályos kavicsanyagnak alapján, a bakonyi szineklizis északi szárnyából, a pápai elsüllyedt triász tagokból és a kisalföldi kristályos alaphegységből való származtatás, amihez a balatonmenti ópaleozóos—permi alaphegység is hozzájárulhatott.

Itt említjük meg, hogy ANDREÁNSZKY GÁBOR a dunántúli (bakonyi), szerinte burdigalai *Platanus* erdőt, kevés fajból álló hegyvidéki erdőségnek minősíti, a tetőkön tűlevelűekkel, a völgyekben, folyóparti platán és dió ligeterdőkkel: 1000—1400 m magas hegyvidékkel (Sarmatische Flora v. Ungarn, 281. o.).

Reá kell mutatnunk itt arra a feltűnő tényre, hogy eddigi ismereteink szerint, kovásodott famaradványokat sem az azonos korú, hasonló keletkezésű Sopron vidéki, sem a mecsekhegységi nagykiterjedésű kavics—konglomerátumösszletekből nem ismerünk. VENDEL MIKLÓS szíves közlése szerint hiányoznak ezek nemcsak a részéről behatóan tanulmányozott és leírt Sopron vidéki helvéti kavicsösszletből, hanem az általa ugyancsak jól ismert szomszédos ausztriai területről is. A Mecsekhegységből eddig egyetlen leletünk van, amit PÁLFALVY Hidas községtől délre, a Farkasárokban talált, s GREGUSS babérfa-félének határozott meg *(Laurinoxylon vadászi)*. A babérfa-félék jelentős szerepűek a PÁLFALVY által tanulmányozott mecseki helvéti flórában. A bakonyi helvéti kovásodott famaradványokban eddig babérfát nem ismerünk.

A bakonyi helvéti kavicsösszlet kovásodott famaradványainak gyakorisága, sőt a kovásodás folyamatának a tortonai emeletbe sorolt szentgáli—várpalotai barnakőszénben mutatkozó megismétlődése (folytatódása?) föltűnően követhető a Dunántúli Magyar Középhegység többi tagozatában a megfelelő kavicsfoszlányokkal kapcsolatban, majd a Budapest vidéki (Budafok) helvéti kavicsképződményekben és fokozódóan a Cserhátban, Mátrahegységben a szárazföldi alsóhelvéti kavics-, tarka agyag-, homokkő- és riolittufaösszletben (Ipolytarnóc), valamint a nógrádi és sajóvölgyi barnakőszéntelepekben s azok fedőjében, a pectenes—corbulás tengeri rétegekben is. A helvéti kovásodott fatörzsek elterjedése ezek szerint középhegységi jellegzetesség, aminek mélyenjáró ősföldrajzi okai lehetnek. Ezt megerősíti még az is, hogy a bakonyi alsótortonai kőszén-összletben mutatkozó kovásodás a hasonló korú mecseki, hidasi kőszéntelepekben szintén ismeretlen, ugyanakkor a nógrádi és borsodi alsóhelvéti telepekben közismerten jellemző sajátság. Ennek részletes kinyomozása további nehéz föladatként áll előttünk.

ID. LÓCZY a bakonyi mediterrán rétegek területi megjelenésében három térszíni helyzetet állapított meg: *1.* A pannóniai rétegek alatt a Balaton és a somogyi dombok területén, mélyfúrások szerint a tengerszint alatti 76—180 m mélységben. *2.* Devecser—Nyirád—Sümeg—Tapolca—Várpalota—Öskü körüli területen 180—200 m tszf. felszíni elterjedésben. *3.* A Városlőd—Herend—Márkó—Bánd környéki felszíni tengeri képződmények, a veszprémi fennsík abráziós szinlőt jelző térszínén tszf. 250—300 m-re. Az utóbbi, tengeri faunával jelzett, kétségtelenül tortonai emeletbe sorolható képződményekkel szemben, nyílt kérdésnek tartja a Nagybakony fennsíkján, Városlődtől Ajkáig 400—450 m magasságig található nagy kavicsösszlet rétegtani helyét. Ez a kavics és konglomerátum szerinte szorosan az egykori szárazföldhöz van kötve, a tengeri partszegélyi képződményekhez csatlakozóan. „Ajka és Devecser között, aprókavicsos meszes konglomerátum, agyaggal, bryozoás márgával és lajtamészkővel társul. Kolontárnál és a Csapberki puszta mellett és Bántán, pectenes és ostreás meszes kavics nyugszik az alaphegységen". Ezek alapján helyesen állapítja meg, hogy két kavicsos szintről van szó. Az egyik meszes agyagos, a lajtamészkőbe fokozatosan átmenő kifejlődés, Devecser, Herend, Bánd, Márkó körül és a balatonföldvári fúrásban, amit alsómediterránnak tart, de újabb vizsgálatok szerint, tortonai emeletbe tartozik. A másik a Nagybakony fennsíkjáról minden irányban lehúzódó, nagyvastagságú egységes kavicstakaró, amit tévesen, jórészt a szarmata emelet szárazföldi kifejlődésének minősít.

ID. LÓCZY, HANTKEN és BÖCKH kitűnő megfigyeléseit az újabb adatokkal összeegyeztetve, a kétféle kavicsösszletet megkülönböztethetőnek vehetjük. Az egyik, a Nagybakony magasabb helyzetű szárazföldi, *delta jellegű kavicsösszlete*, a másik ahhoz dél felé csatlakozó, *tengerparti kavicsos összlet*, jobbára az előbbiből származó kavicsanyaggal. A magasabban fekvő kavics- és konglomerátumösszlet, kovásodott fatörzsekkel, idősebb, semmi esetre sem szarmata, hanem települési viszonyok és a dunántúli analógiák szerint a helvéti emeletbe tartozik. A kavicsos meszes

összlet, a hozzátartozó édesvízi, csökkentsósvízi, barnakőszéntartalmú rétegekkel (Szentgál, Herend), a tortonai emeletbe tartozik. A szarmata emelet a Bakonyban is, a fedőhegységi felszíni peremképződésekben regressziós képződmény, tehát nem terjed magasabb térszínre, a lajtamészkőképződményeken túl. A regresszió már a tortonai emelet említett édesvízi—csökkentsósvízi képződményeiben érzékelődik (Várpalota).

A magasabb helyzetű, helvéti emeletbeli kavics- és konglomerátumrétegek anyagában a Lóczy szerinti nagy mennyiségű andezitkavicsot mindeddig sehol sem találtuk. A kavicsanyagban a túlsúlyban levő kristályos alaphegységi kőzeteken kívül bakonyi triász, jura, kisebb mértékben kréta kőzetek és tűzkő, valamint északról dél felé haladva föltűnően fogyó mértékben nummuliteszes mészkő szerepel. Nagy általánosságban még a kavicsok nagyságának bizonyos csökkenése is megállapítható. Devecser—Városlőd vonalától délre a nummuliteszes mészkőkavicsok ritkák, néha egészen kimaradnak. A Déli Bakonyban Nyirád—Sümeg—Csabrendek körül újból gyakoriak, mert az eocén mészkő ott is nagy területen található. Mindez a kavicstömegnek északról származása mellett bizonyít, ami megegyezik Hantkennak az eocén kavicsokat a Bakony nyugati részéből származtató megállapításával. Nincs ellentétben ez id. Lóczy megállapításával, amely szerint a permi vöröshomokkőkavicsok nagysága a Balaton közelében növekedik. Az Északi Bakonyban a permi homokkőből származó kavics igen ritka, Szápár—Csetény körül gyakorlatilag egészen kimarad. Következőleg a kavicsszállítás a miocén előtti déli szárazföldről is történt, de ez a veszprémi abráziós térszínen túl kevésbé érvényesülhetett.

Ez az északbakonyi szárazföldi kavicstakaró, a hegység északi szegélyén Zirc—Csetény—Szápár vonalában, kelet felé csaknem a Móri völgyig, Bodajkig nyomozható. Déli határát Bánta puszta—Herend—Városlődig terjedőleg jeleztük. Vastagsága Városlőd—Csehbánya—Farkasgyepű között 200 métert meghaladó lehet. Lóczy Városlődnél 135 m vastagságot említ. Kókay József Bánta puszta körül 30—50 méterre becsüli. Helyenként lazább, néha kemény, mindenkor kvarchomokos kötőanyagú konglomerátum. Föltűnő, hogy a Déli Bakonyban, ilyen kifejlődésben biztosan nem nyomozható, legföljebb kavicsanyagában, ami azonban többszöri áthordásból is származhatik.

Az északbakonyi szárazföldi kavicskonglomerátum közvetlenül az alaphegységre vagy az eocén—oligocén rétegekre települ. Az utóbbira, Hantken szerint, eróziós diszkordanciával. Nagy törmelékkúp jellegű fölhalmozódás, ami az említett déli határvonalon túl nem folytatódik, valószínüleg azért mert anyagát a tortonai transzgresszió földolgozta, saját parti kavicskonglomerátumába fölhasználta. Települése, ősföldrajzi helyzete és a dunántúli analógiák szerint helvéti emeletbe tartozása valószínűsíthető. A reá következő rétegek helyzete miatt ezeknél fiatalabb nem lehet, idősebb még kevésbé. Az Északi Bakonyban, az említett Devecser—Városlőd közötti déli határvonalig, fiatalabb miocén rétegek nincsenek.

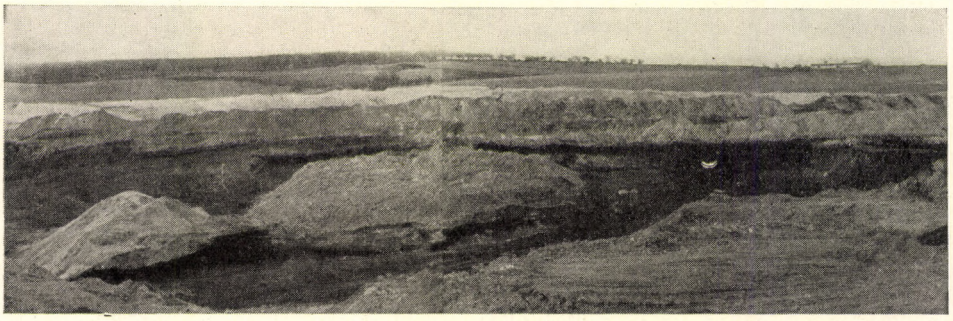
Helvéti—tortonai emelet (tavi, csökkentsósvízi, tengeri képződmények)

Bánta pusztánál, a kavicskonglomerátumra kavicsos mészkő, majd jellegzetes bryozoás durva mészkő települ, gazdag, helvéti emeletet jelző *Pecten*-félékkel. Ez a 20—30 m vastag mészkőösszlet a várpalotai gazdag faunájú homokrétegekkel azonos, mert fedőjében itt is a várpalotai édesvízi medenceképződmény barnakőszénösszlete települ. Dél felé, Várpalota—Devecser vonalától kezdve, felszínen túlnyomólag csak a tortonai emeletbe tartozó rétegek vannak.

A helvéti emelet legfelső tagozatában, a tortonai emelet határán foglal helyet a várpalotai igen gazdag faunájú, parti hullámveréses, ferderétegzett durvahomok, amely a fúrási adatok szerint a várpalotai barnakőszénösszlet alatt mutatkozik. A várpalotai hullámveréses molluszkás homok alatt ugyancsak molluszkás kvarchomokkő és alapkonglomerátum, kőszenes nyomokkal, majd a triász dolomit mutatkozott.

Devecser és Nyirád között sárgásszürke homokos agyagmárgarétegek vannak felszínen, molluszka faunával. Ezeket Kovács Lajos helvéti emeletbe sorolja. Fekvőjükben valószínűleg a kavicskonglomerátum van.

Várpalota—Devecser vonalától dél felé Sümeg—Nyirád—Tapolca vidékéig, a Déli Bakonyban mindenütt partszegélyi kavicskonglomerátum és lajta-



103. ábra. Várpalotai (Cseri II.) külfejtés (Pantó G. felv.)

mészkő van a felszínen. Ez mindvégig a veszprémi fennsík térszínének felel meg (250—300 m tszf), amit id. Lóczy a mediterrán tenger lenyeső (abráziós) hatásának tulajdonított. Ez a kavicskonglomerátum meszes kötőanyagú, és fokozatosan átmegy a kezdetben kavicsos, lithothamniumos mészkőbe is (Bakonygyepes, Devecser, Nyirád). Meszes kötőanyagával, megfúrt kavicsokkal, helyenként gyér faunaelemekkel jól megkülönböztethető az Északi Bakony kvarchomokos kötőanyagú, szárazföldi helvéti kavicskonglomerátumától. Eddigi megfigyelések szerint, kavicsanyaguk általában azonos, de a tengeri anyagban több a bakonyi közeli mezozóos kőzetanyag, míg a szárazföldi összletben a kristályos hegységbeli kavics van túlsúlyban. Kavicsnagyságban, koptatottságban és alakban is adódnak különbségek. Ez a kavicskonglomerátum és a kapcsolatos lajtamészkő a tortonai emelet partszegélyi rétegösszletének minősíthető, a középsőmiocén szárazföldi—édesvízi—tengeri üledékciklus erőteljes transzgressziós megújulásával.

A terület egyes, többé-kevésbé lefűződött, lagunaszerű mélyedéseiben, öbölalakulatokban vagy medencerészekben, egyenlőtlen süllyedéssel, édesvízi és csökkentsósvízi rétegek keletkeztek, amelyek közvetlen felszínre nem kerültek, csak mesterséges föltárásokban váltak ismeretesekké. Ilyenek: Várpalota, Bánd, Herend, Szentgál föltárt barnakőszéntartalmú tortonai rétegösszletei.

Az 1886 óta különböző bányműveletekkel feltárt, nagy kiterjedésű várpalotai barnakőszénösszletet, hosszú időn keresztül pannóniai emeletbe sorolták. Telegdi-Roth Károly 1924-ben megjelent tanulmánya állapította meg először középsőmiocén

korát. Az újabb, bányászattal és kutatófúrásokkal részleteiben is megismert, több kitűnő részlettanulmányban ismertetett, bár teljes egészében összefüggően még nem eléggé kivizsgált rétegösszlet a helvéti emelettel induló, tortonai, szarmata és pannóniai üledéksorozatból áll. Rétegsora, Kókay József vizsgálatai nyomán, a következőkben összegezhető. A medencealjzatot, a mélyfúrások szerint, a külszíni hegységkeretet szolgáltató felsőtriász (karni) fődolomit szolgáltatja. Fölötte, mélyfúrásban, helyenként az eocén-



104. ábra. Áiok és sasbérces szerkezeti formák a kőszénfedő rétegekben, Várpalota (Taeger H. felv.)

eleji tarkaagyag, alsó- és középsőeocén tagozatok is mutatkoznak. A miocén összlet, a dunántúli általános kifejlődéssel egyezően, a helvéti emeleti szárazföldi durvakaviccsal és konglomerátummal indul, az említett jellemző kovásodott fatörzsekkel. Erre következik az északnyugati peremen (Bánta puszta) az említett, homokos, kavicsos pectenes mészkő, majd bryozoás, homokos, lajtamészkő jellegű rétegek, amelyeket a medence belsejében (Várpalota) gazdag molluszka faunájú homok helyettesít. Az utóbbi, partszegélyi — sekélytengeri rétegösszlet, a várpalotai nyugati részen lemélyített 236 m-es fúrás alapján, legalább 300 m vastag lehet. Kavicsos, durvahomokos rétegei biotit- és glaukonitszemcséket, a molluszkákon kívül Bryozoákat, *Balanus*-féléket és *Lithothamnium* gumókat tartalmaznak. Alsó részében pirites, szenes agyag és fás barnakőszén

csíkok is vannak, *Planorbis*-félékkel, édesvízi jelleggel, ami a mecseki alsóhelvéti édesvízi tagozatban mutatkozó helyi jellegű, kiékelődő barnakőszén nyomokkal azonosítható (Bakóca, Bükkösd, Komló, Nádasd). Az egész alsóhelvéti összlet tehát a helvéti emeletben indult fokozatos transzgresszió szabályszerűségét mutatja, szárazföldi—édesvízi—tengeri tagozatok egymásrakövetkezésével.

A helvéti tengeri összlet fölött, valószínű föltöltődéses regresszióval, csökkentsósvízi, zöldesszürke, cerithiumos agyag *(Cerithium bidentatum, Cerithium mitralis,* 3—25 m), majd a tulajdonképpeni édesvízi barnakőszénösszlet következik, riolittufa-

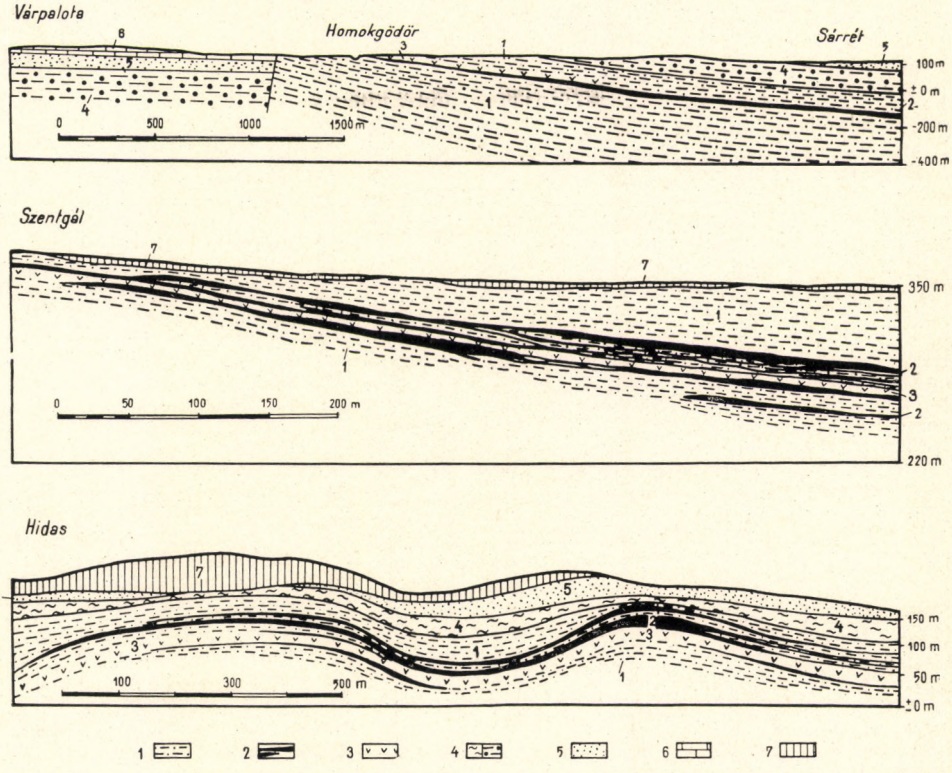


105. ábra. Diszlokált kőszéntelep, Várpalota (Taeger H. felv.)

rétegekkel és közbetelepülésekkel. Kezdődik a 2—9 m vastag fás—földes főteleppel, amelyben hatalmas, *Sequoia*-szerű, kovásodott gyökércsonkok és fekvő helyzetű, kovásodott fatörzsek mutatják a helybenélt mocsártenyészet köszénképződését. Kőzetrések mentén utólagos kovásodás is észlelhető. Ezenkívül a főtelepben 0,05—0,25 m, kissé bentonitos riolittufaközbetelepülés, alatta pedig 0,5 — 0,8 m vastag tiszta bentonitréteg is van. A főtelep fölött, 0,2—0,3 m édesvízi, congeriás—bithyniás agyag, majd 0,2 m fedőtelep van. Az édesvízi összlet további folytatásában, 50—80 m vastag diatomás, halmaradványos, palás agyag, több riolittufazsinórral, a főtelep fölött 6—10 m távolságban, 0,5—1,5 m vastag riolittufával. Ez az édesvízi palás agyagösszlet *(Brotia escheri)* 1 m vastag agyagos kőszénnel zárul, s egyben a középsőmiocén rétegsorozatot is lezárja. Fölötte ugyanis, Kókay József szerint, eróziós diszkordanciával, 20—100 m vastag, szarmata emeletbe tartozó, szárazföldi tarkaagyagos, mészkonkréciós kavics,

majd a 40—80 m vastag, jellegzetes csökkentsósvízi agyag, mészmárga és mészkő települ. A várpalotai lefűződött medencealakulat föltöltődéses mocsárláp üledékeit, a csökkentsósvízi és édesvízi rétegekkel, kőszénösszlettel, riolittufa és bentonit kísérettel a tortonai emeletbe soroljuk. Feltűnő, hogy ezekben a lefűződött, sekélyvízi medencerészekben a jellegzetes partszegélyi tengeri lajtamészkő mindenütt hiányzik. Ez a lajtamészkőhiány nem lepusztulási folyamat.

Herenden Böckh János cerithiumos kavics- és agyagréteget, édesvízi mészkövet, szenes, csökkentsósvízi, cerithiumos rétegeket, homokos kőszénréteges melániás agyagot



106. ábra. A várpalotai, szentgáli és hidasi kőszénösszletek összehasonlító szelvényei: 1. tortonai csökkentsósvízi és tengeri rétegek, 2. tortonai barnakőszén, 3. tortonai riolittufa, 4. szarmata rétegek, 5. pannóniai homok, 6. pannóniai édesvízi mészkő, 7. pleisztocén lösz

és homokot, továbbá melániás szenes agyagot ismertetett. Ez az újabban részletesen megkutatott, bányászattal is föltárt Szentgál—herendi, zárt öbölszerű, delta jellegű kőszénösszlet a várpalotai rétegösszlettel azonosítható egyszerűbb rétegsorból alakul. Alján a szárazföldi helvéti kavicskonglomerátum van, amelyre közvetlenül az édesvízi, laguna jellegű rétegösszlet települ. A várpalotai helvéti tengeri molluszkás rétegek hiányoznak. A több padra osztott telepösszlet felső részében két, részben bentonitos riolittufaréteg (2—4 m) észlelhető. A fás barnakőszén xylites anyagában túlnyomóan fenyőfélék vannak. Haraszty Árpád vizsgálatai szerint *Taxodioxylon taxodii* Goth., *Taxodioxylon gypsaceum* Kräus. Ezenkívül *Cupressinoxylon* sp., *Palmoxylon* sp., valamint a lombhullatók közül *Betuloxylon* sp. szubtrópusi flóraelemek vesznek részt a kőszénképződésben. Fedőjében édesvízi tavi mésziszap jellegű hidrobiás—melániás mészmárga, helyenként jellegzetes, melegvízre utaló borsókővel és mészkéreggel bevont Melániákkal, majd cerithiumos agyag, végül sárga homokos tengeri molluszkás agyag *(Pereiraia gervaisi)* észlelhető a tortonai összlet zárótagjaként.

Ugyanez a rétegösszlet, de csak kőszénnyomokkal, mutatkozik Bándon, a dolomitba nyúló keskeny édesvízi öbölképződményként. Itt a melániás, borsóköves édesvízi mészkő alatt a riolittufaszintnek megfelelő, valószínűleg a rendesnél melegebb vízben, halmirolitos bomlás útján keletkezett bentonit található a dolomitra települt ostreás pad fedőjében. Dank Viktor a kőszénnyomos rétegek fölött tengeri faunás homokot, cerithiumos agyagot és kavicskonglomerátumot, valamint lajtamészkő jellegű rétegeket említ. Erre következik az édesvízi mészmárga és a homokos kavicsos közbetelepülésű bentonit. A Szentgál—herendi kőszénösszletet és a bándi bentonitot Dank vizsgálatai alapján a várpalotai összlettel és a hidasival azonosnak véve, tortonai emeletbe soroljuk.

Hasonló kőszénképződéses rétegek vannak Noszlopon és nyomokban, a kavicsösszlettel kapcsolatban, más helyeken is.

Ezeknek a rétegösszleteknek rétegtani besorolásában még némi bizonytalanság van. Böckh János és id. Lóczy Lajos is „grundi" rétegeknek minősítette, ami a helvéti emelet felső részének felelne meg. A várpalotai kőszénösszletet, elsőül Telegdi-Roth is helvéti emeletbe sorolta. A kíséretében levő congeriás rétegekben a mecseki alsóhelvéti *Congeria böckhi*-vel azonos alak van.

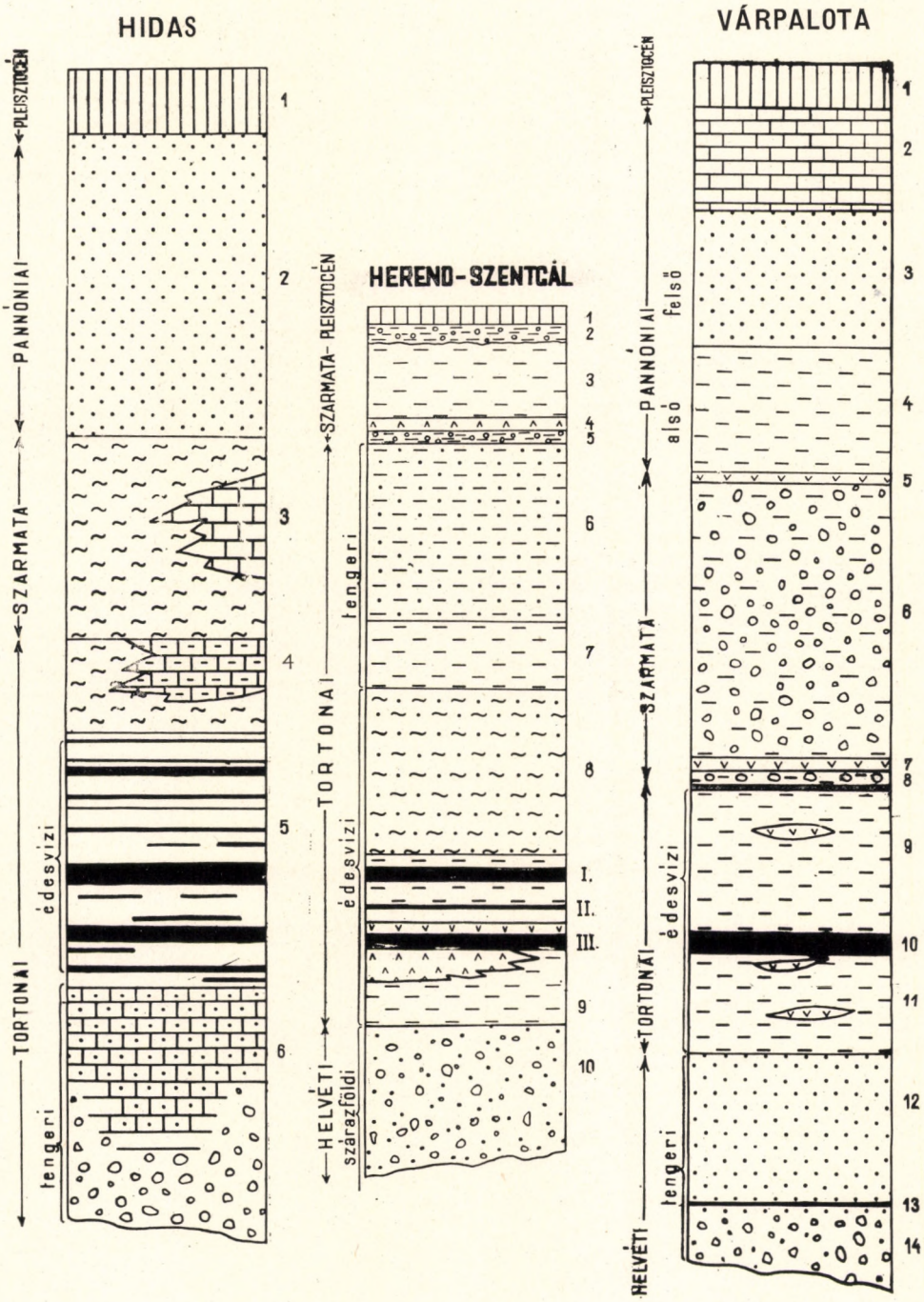
Strausz a várpalotai homokos fekvőrétegek gazdag molluszka faunáját tortonai emeletbe tartozónak véli. Kókay József újabb, részletes területi rétegtani tanulmánya szerint a helvéti—tortonai határra, esetleg a tortonai emelet aljára sorolható. Így a fedőjében levő édesvízi, kőszéntartalmú egész rétegösszlet, ugyancsak tortonai emeletbe tartozik. Föltűnő jelenség, hogy a várpalotai nagyvastagságú középsőmiocén egészét kitevő rétegösszlet tengeri, alsó, határozottan helvéti része fölött kőszénösszletes édesvízi rétegek zárják a tortonai emeletet, s mind itt, mind az Északi Bakony többi hasonló képződményében a jellegzetes tortonai lajtamészkő hiányzik. A szentgáli rétegösszlet, amely kisebb fácieskülönbségektől eltekintve, azonosítható a várpalotai riolittufás kőszénösszlettel, tortonai tengeri, pereiraiás rétegekkel zárul. Emlékeztet a hidasi rétegösszletre is. A bándi bentonit a fertőrákosi lajtamészkővel kapcsolatos bentonitos rétegekkel párhuzamosítható. Tapolca—Nyirád vidékén a lajtamészkő alatt hidrobiás édesvízi mészkő, Véndeken id. Lóczy szerint egy kútból a bentonit alatt szenes homok és a Szentgálon, Várpalotán található *Anodonta* került elő, molluszkás, vékony barnakőszén kíséretében.

A Nyirád—Izamajor körüli területen mélyített bauxitkutató fúrásokban, Barnabás Kálmán és Bárdossy György 1952. évi jelentése szerint, a 8—36 m vastag hidrobiás mészkő, leveles agyaggal és 1 m vastag közbetelepült bentonitréteggel, a kvarckavicsos lajtamészkő (15—30 m) fölött települ. A lajtamészkő alatt 5 m kemény, glaukonitos, heterosteginás mészkő, majd alatta 3—15 m homokos folyóvízi durvakavics települ, közvetlenül az eocénen vagy a dolomitrétegeken. A hidrobiás mészkövet a szarmata emeletbe sorolják, ami nem szükségszerű, mert a tortonai emelet végén bekövetkezett kiédesedés is lehet. Fölvetődik a szentgáli kőszénösszletet kísérő édesvízi hidrobiás—melániás rétegekkel s az ezekkel egyező bándi bentonitösszlettel való azonosság kerdése is. Bentonitréteg mutatkozott a közelmúltban mélyített ajkai vízkutató fúrásban, a 7—372 m közötti, tortonai durva kavicsos, homokos, partközeli rétegösszlet közepetáján, riolittufa, hidrobiás vagy lajtamészkő kíséret nélkül.

Mindez arra mutat, hogy a bakonyi bentonit, a különböző helyeken, nem azonos szintben, hanem a riolittufarétegek megismétlődő volta szerint, több szintben található,

→

107. ábra. A dunántúli tortonai kőszénösszlet rétegtani összehasonlítása; Hidas: 1. lösz, 2. homok, homokkő, agyagmárga, 3. molluszkás, diatomás agyagmárga „durvamészkő"-vel, 4. turritellás—corbulás agyagmárga, bryozoás mészmárga, 5. fás barnakőszén közbetelepült hydrobiás agyagmárga, alsó részén diatomás rétegek, 6. lithothamniumos, homokos mészkő, kavicsos mészkőbreccsia; Herend—Szentgál: 1. lösz, 2. kavics, 3. melániás agyag, 4. bentonit, 5. folyami kavics, 6. corbulás, homokos agyag, 7. cerithiumos agyag, 8. édesvízi agyag, I—III. barnakőszéntelepes csoport, 9. agyag édesvízi mészkonkréciókkal, bentonitosodott tufával, 10. szárazföldi durva kavics és konglomerátum; Várpalota: 1. lösz, 2. édesvízi mészkő, 3. homok, 4. agyag, agyagmárga, 5. riolittufa, 6. tarkaagyag, konglomerátumösszlet, 7. riolittufa, 8. homokos agyag, 9. palás, diatomás agyag, riolittufa betelepüléssel, 10. fás barnakőszén, 11. palás agyag riolittufa betelepülésekkel, 12. agyag, homok, homokkő, 13. fás barnakőszéncsík, 14. molluszkás homok, homokkő és konglomerátum


HIDAS
PLEISZTOCÉN
PANNÓNIAI
SZARMATA
TORTONAI
édesvízi
tengeri
1
2
3
4
5
6
HEREND-SZENTCÁL
PLEISZTOCÉN
SZARMATA
TORTONAI
HELVÉTI
tengeri
édesvízi
szárazföldi
I.
II.
III.
VÁRPALOTA
PLEISZTOCÉN
PANNÓNIAI
felső
alsó
SZARMATA
TORTONAI
HELVÉTI
tengeri
édesvízi

részben a tortonai emelet édesvízi összletében (Bánd, Nyirád, Szentgál, Várpalota) is. A fáciesek gyakori és gyors változása nagyon megnehezíti a rétegek biztos azonosítását. A nyirádi hydróbiás mészkő-, leveles agyag- és bentonitösszletet Végh Sándor az újabb föltárások vizsgálata szerint a szarmata emeletbe sorolta, de a bándival azonosan a tortonai emeletbe is tartozhatik. Nem is szükségszerűen édesvízi, mert a németországi königshafeni „syltben" ma rendes sótartalmú tengerben tömegesen élnek Hydrobiák. A Mainzi medence akvitáni emeletbeli hydrobiás—corbiculás rétegösszletében, vékony pernás rétegek települnek a hydrobiás mészkőrétegek közé, megismétlődő tengeri ingresszió nyomán.

Mindez arra mutat, hogy a várpalotai, szentgáli, bándi kőszénképződés és ezzel azonos bakonyi középsőmiocén szenes nyomok és vele kapcsolatos édesvízi rétegösszlet, nem a lajtamészkővel egyenértékű partmenti édesvízi, mocsári medenceképződmény. Ezt mutatja a balatonföldvári mélyfúrás is, ahol Schréter vizsgálatai szerint a szarmata rétegek után, a tortonai molluszka és foraminifera faunájú rétegek alatt, riolittufa kíséretében, 280,46—282,54 m között „lignit"-törmeléket találtak. Alatta kvarchomok és durva törmelék, majd a fillit alaphegység következett. A kőszén tehát kétségtelenül a faunával igazolt tortonai rétegek alatt foglal helyet. A mecseki és brennbergi analógiák szerint azonban a helvéti emelet alján, a szárazföldi kavicsösszlet fölötti édesvízi agyagösszletben is vannak növénymaradványok kíséretében barnakőszenes csíkok, vékony, fás kőszénrétegek, amit Kókay József vizsgálatai szerint a várpalotai 133. sz. mélyfúrás is világosan szemléltetett.

További, kétségtelenül tortonai emeletbeli képződmények a Városlőd—Devecser vonalon durva kavics-, mészkötőanyagú konglomerátum- és durva homokrétegekkel túlterjednek az említett öböl- és lagunaképződményeken. Ez az Ostreákkal és egyéb parti alakokkal, valamint fúrási nyomokkal igazolt tengeri abráziós üledék a veszprémi fennsíkon helyenként tiszta dolomitgörgetegből és kavicsból áll. Kavicsanyagának összetétele a legközelebbi szárazföld sziklás partalakulásától függ. A Kolontár—Devecser körüli laza homok- és durva kavicsrétegeiben erősen koptatott Ostreák utólagos (szarmata) földolgozottságból is eredhetnek. Kavicsos lajtamészkőbe való átmeneti rétegei a tortonai emeletet záró lajtamészkőhözi viszonyát világossá teszi. A lajtamészkő csak Devecser—Nyirád—Tapolca vidékén mutatkozik, kétségtelenül erősen szétszabdalt, lepusztított részletekben, a nyírádi fúrások szerint kvarckavicsos alakban és heterosteginás mészkővel, 20—30 m vastagságban.

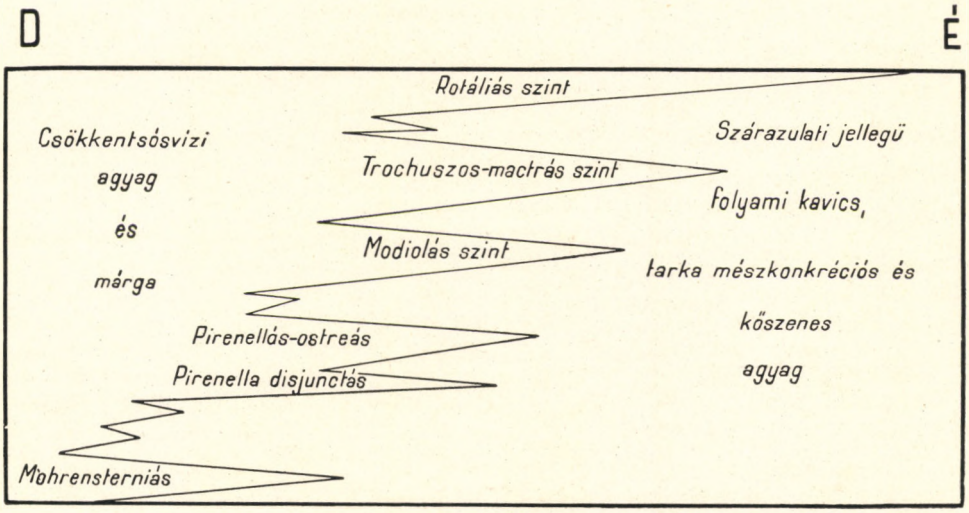
*

A bakonyi helvéti—tortonai rétegek kifejlődési módjában kettős üledékciklust látunk, szárazföldi és szárazföldközeli durvatörmelék kezdettel. Az így keletkezett rétegösszlet vastagsága 200—500 m között változik. A valószínűleg délnyugatról behatoló tenger nem boríthatta el a hegységet, hanem abban egyes öblözeteket formált, változó jellegű üledékekkel. Az ezt környező szárazföldről folyóvízi, deltaszerű törmelékfölhalmozódás anyagából a folyamatos transzgresszió abráziós tevékenysége is táplálkozott. A kőszénképződés részben partszegélyi mocsárlápban (Várpalota) történt, részben deltaszerűen egybehordott növényi fölhalmozódásból keletkezett (Szentgál). A zárt medencék édesvízi és csökkentsósvízi képződményeit a tortonai transzgresszió durva törmelékes, majd sekélytengeri üledékei elborították, de ezek már a tortonai emeletben, majd a szarmatában bekövetkezett regressziós kiemelkedés során nagyrészt lepusztultak. A nagyvastagságú helvéti—tortonai rétegösszlet már eleve sem volt egyenletes elterjedésű, sőt helyenként egészen hiányzott. Kókay szerint Várpalotától ÉK-re, egyik fúrásban a pannóniai—szarmata rétegek közvetlenül a felsőtriászra települnek.

Szarmata emelet

Az Északi Bakonyban igazolhatóan szarmata emeletbe sorolható képződményeket nem ismerünk. Ez a területrész a szarmatában folytatólagosan szárazföld volt, ahonnan csak eróziós pusztítással, főként a helvéti szárazföldi kavicstakaró elszállítása történt. A szarmata rétegek elterjedése a Balatonfelvidékre, Várpalotáig terjedően és a Devecser—Tapolca közötti, Kisalföld felé átmenő síkvidékre szorítkozik. Nem terjed túl a tortonai partszegélyi képződményeken.

A felszínen a szarmata emeletet csaknem kizárólag a jellemző miliolideás, cerithiumos sekélytengeri mészkő képviseli. Ennek Tapolca vidéki összefüggőbb



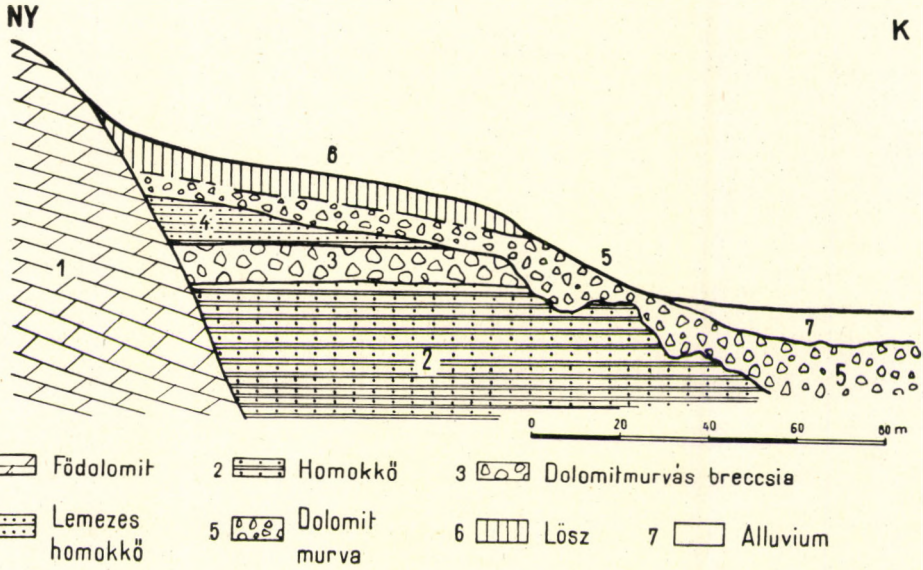
108. ábra. A várpalotai szarmata összlet kifejlődési vázlata (Kókay J. nyomán)

kiterjedése enyhe dűlésű táblás rétegekben mutatkozik. A balatonföldvári fúrás 105 m vastag szarmata összletében uralkodólag mészkő, majd agyagmárga és agyag, felső 50 méterében homok és homokkő volt észlelhető. Schréter szerint az egész összlet csak az alsószarmatát képviseli. A ritkaságként mutatkozó, Besszarábiában a középsőszarmatára jellemző *Nubecularia novorossica* a balatonföldvári fúrásban a mészkőrétegösszlet felső részéből (133—135 m) került ki. Föltételezhető, hogy a fölötte levő 50—60 m vastag rétegösszlet a középsőszarmatát is képviselheti. A felszínen több helyen és a várpalotai fúrásban észlelhető kavicsos rétegek, a helvéti és tortonai kavicskonglomerátumból áthordott föllazított kavicshalmazok a felsőszarmata emelet szárazföldi képződményeit jelezhetik.

Kókay várpalotai összesített rétegsorozata szerint, az ottani szarmata rétegek eróziós diszkordanciával települnek a barnakőszénösszletet záró édesvízi rétegekre. A tortonai tengeri rétegek említett itteni hiányát ezzel a lepusztítással magyarázhatjuk. A szarmata összlet 20—100 m vastag, szárazföldi tarka agyagos, mészkonkréciós kavics és 40—80 m vastag, csökkentsósvízi agyag, mészmárga és mészkő, mely fölfelé, éles határ nélkül, Kókay szerint

üledékfolytonossággal, csak faunaelemekkel megkülönböztethetően megy át a pannóniai rétegekbe.

Id. Lóczy szerint a lajtamészkő Tapolca vidékén és Devecser körül is éles határ nélkül megy át a konkordánsan reátelepülő szarmata mészkőbe, mintegy összeforrad vele. Egyes helyeken azonban a szarmata mészkő alapbreccsiával közvetlenül a triász rétegekre is települ (Akali—Balatonudvari). Lóczy hiányolja a lajtamészkő és a szarmata rétegek között a szerinte szarmata, valóban tetemes vastagságú kavicskonglomerátumot. Ez a partszegélyi konglomerátum azonban a tortonai emeletbe tartozik, rétegtani helyzete szerint nem a lajtamészkő fölött, hanem alatta foglal helyet. Viszont az említett várpalotai viszonyok szerint vannak a szarmatába sorolt kavicsösszlet részletek is.

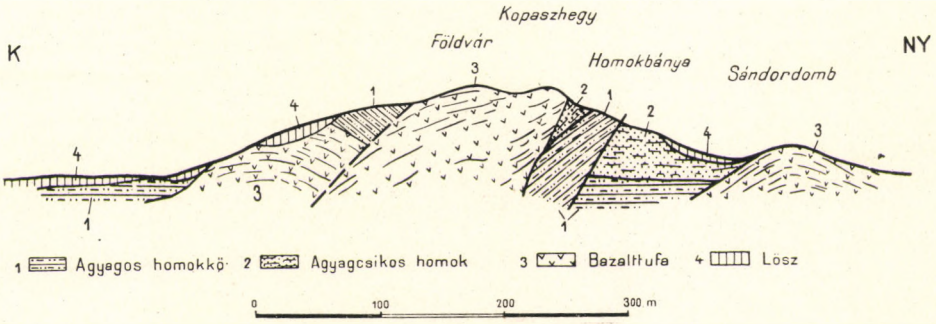


109. ábra. A keszthelyi Vári völgy kőfejtőinek rétegszelvénye (id. Lóczy L. nyomán): 1. triász, 2—4. pannóniai, 5—6. pleisztocén, 7. holocén

A bakonyi szarmata rétegek kifejlődése a Sopron vidékire emlékeztet, közbeiktatott mészkőösszlettel és a régebbi kavicskonglomerátum lehordásából származó, a szarmata emelet felsőbb tagozatát adó szárazföldi kavicsos rétegekkel.

Pannóniai emelet

Fedőhegységi alakulásban a pannóniai rétegek az alaphegységhez támaszkodó, a Bakonyt körülvevő belső öblözetekbe is benyomuló, mindenütt megtalálható, nagy elterjedésű képződmények. Mint általában, itt is a fedőhegység legfiatalabb tagjaként átmenetet adnak a Bakonyhegységet környező dombvidék medencealakulatába. A Bakony és különösen a Balaton körüli kifejlődések a szakirodalomban számos összehasonlító alapul tekintett, klasszikus

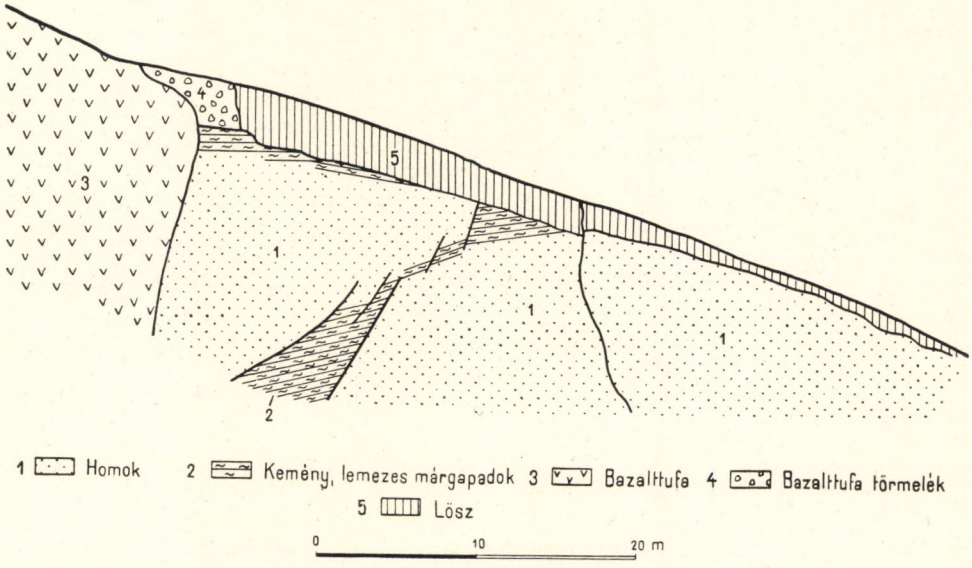


110. ábra. A boglári Kopaszhegy Balaton felőli szelvénye (ID. LÓCZY L. nyomán): 1—3. pannóniai, 4. pleisztocén

faunalelőhelyről ismeretesek (Peremarton, Várpalota, Keszthely, Balatonkenese, Nagyvázsony). ID. LÓCZY szerint a Balatonvidék pannóniai rétegeit nem lehet medencebelieknek tekinteni. Szerinte ezek is a régibb hegységhez támaszkodó üledékek, tehát fedőhegységtagok, amelyek a régibb hegységrögök szerkezetével együtt részt vettek a fiatal dombvidék egészen fiatalkorú arculatának megszabásában.

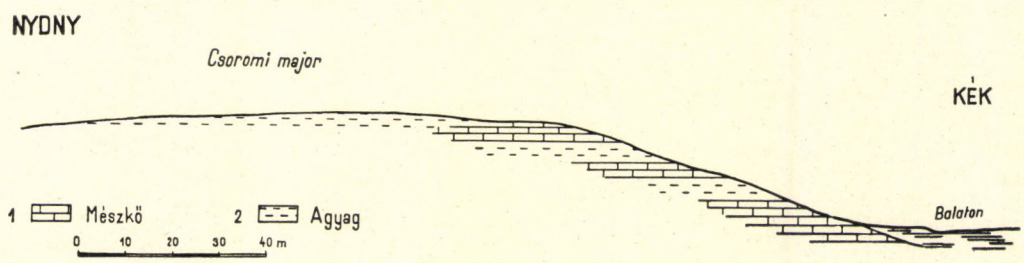
A Bakony fedőhegységi pannóniai rétegei mégsem érzékeltetik olyan mértékben a pannóniai emelet fontos határkérdéseit, mint Sopron vidékén, vagy a Mecsekhegységben. A hegységen belüli hegységszerkezeti jelentőségük is kevésbé kifejezett, bár itt sem kisebb.

A pannóniai rétegek kifejlődésében alapkonglomerátum, kavics, durvább-finomabb homok, lágyabb-keményebb homokkő, konkréciós táblás ho-



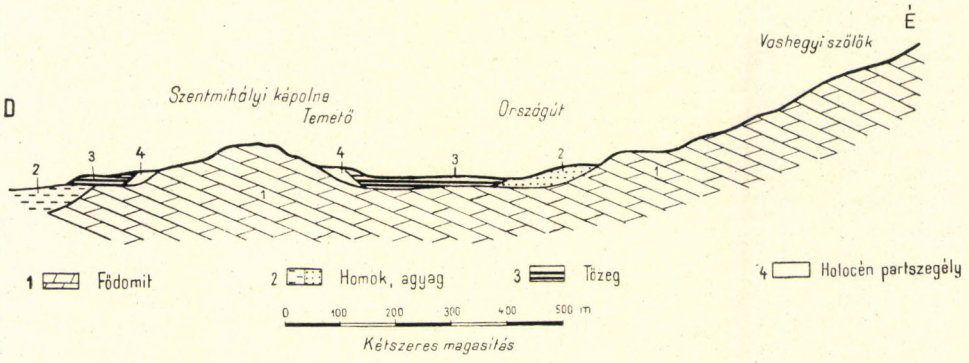
111. ábra. Felsőpannóniai rétegek közé betelepült bazalttufa (ID. LÓCZY L. nyomán): 1—3. pannóniai, 4—5. pleisztocén

mokkó, kemény agyagmárga, homokos agyag, mocsári agyag, földes—fás barnakőszén vesz részt. Igen jelentékeny a belső öblökben, medencékben nagy kiterjedésű édesvízi mészkőkifejlődés (Nagyvázsony, Várpalota—Guttamási). ID. LÓCZY szerint a balatonfelvidéki lejtőkön 230—250 m tszf. magasságban nyomozható a pannóniai partszegély konglomerátuma. Egyik nagyon jellegzetes, abráziós partszegély a Veszprém—szentkirályszabadjai úton a triász rétegek lenyesett felszínére települt vörös bauxitagyagos konglomerátum,



112. ábra. Pannóniai rétegek települése a Csoromi major közelében (ID. LÓCZY L. szerint)

kisebb-nagyobb bauxitkavicsokkal és görgetegekkel, valamint triász mészkőtömbökkel. Ugyancsak jellegzetes partszegélyi turzást mutat a kővágóőrsi kvarchomokkő és konglomerátum, hullámszabta álrétegzettséggel. A pannóniai partszegély 300 m tszf. magasságig terjed (Badacsony, Szentgyörgyhegy, 280—290 m). Ennél nagyobb magasságban is találunk ugyan pannóniai rétegeket, ezek azonban pannóniai utáni mozgásokból eredő kiemelt részek (Ajka—Úrkút).



113. ábra. Szelvény a szentmihályi Kápolnadomb és a vashegyi dolomitlejtők között (ID. LÓCZY L. nyomán): 1. triász, 2. pannóniai, 3—4. holocén

A Bakony fedőhegységi pannóniai összletében az alsópannóniai *Melanopsis*-tartalmú rétegek homokos kifejlődésűek (Peremarton). Ezek a rétegek mélyfúrásokban is mutatkoznak. A felsőpannóniai alsó szintek *(Congeria subglobosa, Congeria czjzeki, Congeria ungulacaprae, Congeria balatonica)* jellemző partközeli agyagmárga, palás agyag és homokos agyagkifejlődéssel, *Limnocardium, Congeria, Melanopsis* faunával, több helyen észlelhetők. A felsőpannóniai zárószintet ID. LÓCZY szerint a szárazföldi források feltörő vizéből

partszéli mocsarakban lerakódott édesvízi mészkő képviseli, Nagyvázsony körül 30—40 m vastagságban. Édesvízi mészkőképződés volt a mélyebb pannóniai rétegszintekben is, Kapolcs és Öcs körül kovás mészkő alakjában. A szenes mocsári agyag, Lóczy szerint, az időnként tőzegesedett mocsarakban képződött, kiékelődő fás, agyagos—szenes rétegekkel, sokszorosan ismétlődik; főként a *Congeria triangularis* szintben gyakori.

A bakonyi fedőhegység belső részében, a pannóniai rétegek újabb vizsgálataiból említhetjük a várpalotai miocén medence eddig tárgyalt üledékösszletét kiegészítő



114. ábra. Kőhát, szélfújta felsőpannóniai homokkőziklákkal, Kővágóőrs (Sz. Hajós M. felv.)

100—200 m vastag pannóniai rétegösszletet, amely Kókay szerint üledékfolytonossággal fejlődik ki a szarmata rétegekből. Üledékföldtani tekintetben figyelemre méltók a várpalotai pannóniai rétegekre vonatkozólag Bartha Ferenc korszerű vizsgálatai, amelyek partközeli, sekélyebb és mélyebbvízi kifejlődések szabályszerű szakaszos változásait, megfelelő faunaváltozásokkal rögzítették. A tömött édesvízi mészkő és laza mésziszap váltakozását, a víz sótartalomváltozásával hozta kapcsolatba, a mésziszapnak kissésós vagy aligsósvízi faunája *(Limnocardium, Congeria, Melanopsis)*, illetve a mészkő édesvízi alakjai szerint *(Planorbis, Limnaea)*. Az édesvízi mészkőben aligsós faunaelem nincs. Ennek megfelelően, a felsőpannóniai rétegek elhatárolását az aligsósvízi faunaelemek teljes kimaradásával lehet megadni. Bartha szerint az édesvízi mészkő folyamatos képződése jelzi a pannóniai emelet végét. Utána már csak folyóvízi üledékképződési szakaszt találunk *(Unio wetzleri)*, aminek elhatárolása illetve levantei alemeletbe sorolása kérdéses.

A pannóniai fedőhegységbeli üledékképződés részleteit illetően, id. Lóczy alapvető munkájára utalva, meg kell említeni, hogy a Bakonyhegység északnyugati oldalán

is alul agyag, homokos agyag, felső tagozatban finomabb homokrétegek vannak. A záró-rétegeket mészkonkréciós agyag jelzi. Figyelmet érdemel a helyenként magaslatokat borító erős parti hullámverésre utaló óriás-konglomerátum illetve kavics. Ennek egyik nagyon szép föltárási helye Sümegen („Haraszt") látszik, lankás dülésű durvahomok-, laza, poligén konglomerátumrétegekkel. Anyagában túlsúlyban van a fehér és színes kvarc, lidit, kvarcit, fillit, permi vöröshomokkő és kvarcit, dolomit, helybeli kréta mészkő és nummuliteszes—alveolinás mészkő, mogyoró—tyúktojásnagyságú óriás-kavicsokkal és nagy görgetegekkel, folyóvízi keresztrétegzettséggel. Följebb, a kréta mészkő lenyesett felszínén, 260 m tszf. magasságban strucctojásnagyságig terjedő,



115. ábra. Kőhát, felsőpannóniai homokkősziklák, Kővágóörs (Sz. Hajós M. felv.)

főként kréta mészkő és eocén anyagú durva kavics és görgetegek id. Lóczy szerint „a pannóniai tó vízszéli padmalya". Föltűnő, hogy a kristályos hegységbeli hatalmas görgetegek alig koptatottak, csak az éleken letompítottak. Ez a nyugati kristályos alaphegység közelségét mutatja. Ennek a durva abráziós hordaléknak pannóniai kora kérdéses. Inkább tortonai emeletbeli lehet.

A bakonyi pannóniai rétegösszlet transzgredálva, diszkordánsan települ az idősebb tagokon, legtöbbször az alaphegységen is. Települését id. Lóczy vízszintesnek tekinti, és a rétegösszlet egymásratelepülésében is folytonos, vízszintes egyfekvésben látszik. Még a bazaltkitörések sem zavarták meg ezt a települést. Mégis Lóczy szerint is vannak a pannóniai rétegeket érintő tektonikai folyamatok, amelyek a Balatonfölvidéken az „alaphegységnek összeroppant és keleten mélyebbre süllyedt" helyzetével kapcsolatosak. Így magyarázható, hogy északkeleten, a pannóniai beltenger partvonala 200 m, nyugaton

300 m magasságban mutatkoznak. Utal a pannóniai emelet utáni leveles törésekre és függőleges táblás elmozdulásokra, valamint az akkor még pannóniainak tartott várpalotai kőszén gyűredezettségére, a pannóniai rétegek hajlásaira és észlelhető kisebb töréseire is. Ezek értékelésével a szerkezeti részben foglalkozunk, itt csak azt kell megállapítani, hogy mindezek a települési zavarok a mecsekhegységiekhez képest hasonlíthatatlanul gyengébbek.

Id. Lóczy a fedőhegységi pannóniai rétegek vastagságát 150—200 méterre becsüli, ami valószínű is a peremi helyzetben. A medenceképződményekben azóta megismert rétegvastagság ennek sokszorosa, ami egyik jellegzetessége a magyar föld fiatal szerkezetének.

A Vérteshegység és a Gerecsehegység

A Vérteshegység túlnyomólag triász dolomitból álló mezozóos alaphegységére támaszkodó fedőhegységében, valamint a Gerecsehegységben is Sümeghy József középsőmiocén szárazföldi rétegekre jellemző molluszkákat *(Helix, Triptychia)* írt le Környe vidékéről, valamint Bodajkról is. Föntebbi áttekintésünk szerint ezek még a felsőoligocén szárazföldi—édesvízi tagozatához sorolhatók, bár nincs kizárva szarmatához tartozásuk sem.

A Vérteshegységben Taeger Henrik Gesztes, Pusztamajk, Oroszlány és a hegység nyugati oldalán, az oligocénhoz csatlakozóan, sötét szaruköves mészkő, triász dolomit, kvarcit, kvarc és nummuliteszes mészkő durva, néha fejnagyságú kavicsaiból álló konglomerátumot írt le, koptatott ostreahéjakkal, egyéb bemosott kövületekkel és kovásodott fatörzsdarabokkal. Ezeket partszegélyi kavicsoknak tartja, amelyek valószínűleg a bakonyi helvéti—tortonai kavicsösszlettel azonosíthatók. Legnagyobb részt már lepusztításból maradt részletek, a megfelelő magaslatokon.

A Vérteshegység előterében a fedőhegység felsőoligocén rétegösszlete közvetlenül belesimul a medencealakulatba, ahol pannóniai üledékekkel érintkezik. Az említett kavicsfoszlányokon kívül más középsőmiocén vagy szarmata rétegek nincsenek.

Durva kavics nyomai a Gerecsehegységben is föllelhetők, túlnyomólag kristályoshegységi kvarc, kvarcit anyaggal, 500 m magasságig terjedő térszínen. Ezek valószínűleg ugyancsak középsőmiocén szárazföldi rétegek lepusztult maradékai, sok helyen nagy kovásodott fatörzsdarabokkal. A hegység déli oldalán, a Pannóniai medence felé eső öblökben, és medencerészekben mélyfúrásokból a helvéti—tortonai emeletbe sorolható csökkentsósvízi homok- és agyagrétegek, valamint a szarmata durvamészkő és agyag ismeretesek, utóbbiak a Budai hegység felé, folytonosságban nyomozhatók. A tortonai és szarmata rétegek a Zsámbéki—mányi medencében, felszínen is folytatódnak, a Bia—Sóskút—Törökbálint—Nagytétény—Budafok—Budapest-Kőbánya fedőhegység részeiben.

A Gerecsehegység nyugati végződése a Kisalföld medencealakulatának pannóniai rétegeivel érintkezik. Baj, Vértesszőlős, Szomód vonalában a medenceperemen 180—200 m magasságig nagy kavicsok mutatkoznak, amelyek a pannóniai medenceperemet jelezhetik.

A dunántúli helvéti transzgresszió tehát a Vérteshegység és a Gerecsehegység oldaláig hatolt, azok belsejébe nem jutott. Ennek megfelelően ezen a szárazföldként kiemelkedett területen, csak lehordási folyamat volt.

Szádeczky-Kardoss a Gerecsehegységben 240—280 m tszf. térszínen, két kavicsszintet írt le. Ezek egyike a Berzsekhegy keleti oldalán 280 m tszf., a másik 240—250 m tszf. magasságban a lösz alatt. Tojás—dió—mogyorónyi kavicsanyagában gerecsei jura tűzkövet, mikrogneiszt, szericites—kloritos, aprószemcsés kvarchomokkövet és kvarcitot említ. A magasabb szintben a gerecsei mészkőanyag hiányzik, és apróbb, mogyoró—diónyi kavicsból áll. Ezeket Szádeczky-Kardoss középső- és felsőpliocén fluviatilis képződményeknek tekinti, és dél felől, a Dunántúli Magyar Középhegység mediterrán konglomerátumából származtatja. Újabb gerecsehegységi vizsgálatok kimutatták, hogy ez a 300 m tszf. magasságig terjedő kavics Lábatlantól délre található, congeriás homokkővel kapcsolatos, pannóniai emeletbe tartozó parti üledék. Fölötte, a süttői—dunaalmási édesvízi mészkő települ. Kelet felé lepusztult, kisebb foszlányokban Tokodig nyomozható. Pécsi Márton újabb geomorfológiai tanulmánya szerint ez a dunavölgyi VII. terasz. Ez a kavics azonban nem terasz, még kevésbé régi Duna rendszerhez tartozó folyami képződmény, hanem a Gerecsehegység mai 300 m tszf. pannóniai abráziós térszín peremét jelző jellegzetes partszegélyi üledékösszlet.

A Pilishegység és a Budai hegység

A Gerecsehegységtől keletre, az Esztergom vidéki barnakőszénterületen s attól délre a Pilishegységig és a Budai hegységen belüli északnyugati medencékig hiányzik a miocén. A miocén végéig, a pannóniai emeletig ez a terület a Dunántúli Magyar Középhegység kiemelkedett szárazföldjének tartozéka, elválasztó gát a kisalföldi előtér és a déli medenceképződmények között. Szárazföldi kavicslerakódások, a felsőoligocén végén történt kiemelkedés után, a Vérteshegységhez és a Gerecsehegységhez hasonlóan, itt is lehettek, de ezek csaknem nyomtalanul lepusztultak. Ilyen kavicsnyomok voltak a Nagykovácsi medencében is a falu északi részén, kovásodott fatörzsdarabbal, amik az egykori helvéti szárazföldi kavicsból származhattak.

A Budai hegység déli és keleti előterében, fedőhegységnek számító felszíni képződményekben, változatos kifejlődésű, a dunántúliaknál teljesebb miocén rétegsorozat jelenik meg. Az alaphegység említett szárazföldi gátja, amelynek üledékképződési jelentőségével Földvári Aladár és Horusitzky Ferenc foglalkozott, éles kifejlődési határt jelent a két területrész között. Tovább keletre, az Északkeleti Középhegység (Börzsöny—Cserhát—Mátra és a Bükkhegység) fedőhegységében csak árnyalatokban különböző, általában egyveretű, teljes neogén sorozat van. A miocén tenger, valószínűleg kelet felől, hamarabb érte el az itteni alaphegységeket, mint délnyugaton, ahol, mint láttuk, az üledékképződés csak a helvéti emeletben indult.

A Budai hegység, illetve az ahhoz délen és keleten csatlakozó fedőhegységi miocén rétegek ugyanolyan átmeneti kifejlődésnek tekinthetők a nyugati és a keleti részek miocén kifejlődései között, mint amilyen már az oligocénben is volt. A Duna nem szab határt a két terület között, mert mindkét oldalon azonos miocén kifejlődést találunk a Budai hegység északi és déli fedőhegységében. Északon, a Pilisvonulathoz csatlakozó Szentendre—visegrádi andezitterületen találunk miocén képződményeket, délen a Budafok—Tétényi fennsík jelenti a miocén fedőhegységet. Nyugat felé, a budai miocén kifejlődés a Vértes—Gerecsehegység miocén foszlányaival határolódik, illetve azok déli medencealakulataiban mutatkozó helvéti sorozathoz kapcsolódik.

A Budai hegység és az ahhoz csatlakozó Északkeleti Középhegység teljesebb miocén tagozatainak vizsgálatában már előtérbe jut az oligocén—miocén határ és az utóbbi időben nálunk élénken vitatott akvitáni emelet kérdése, valamint az egyes tagozatok elhatárolásának kérdése is. Az erre vonatkozó régebbi részletmunkák gazdag adattárának összesítő kritikai áttekintéséből id. Noszky Jenő, Schréter Zoltán és Horusitzky Ferenc, újabban Cs. Meznerics Ilona munkái irányadók és figyelemre

méltók. Az üledékciklusok fokozottabb tekintetbevételével, alábbi tárgyalásunkban kisebb kiegészítésekkel és módosításokkal, HORUSITZKY faunisztikai és ősföldrajzi érvelése érvényesül.

Akvitáni emelet

Az akvitáni emelet kérdése a hazai újabb szakirodalomban sokoldalú megvilágításban szerepel. A külföldi irodalomban is állandóan visszatérő kérdés. Megkülönböztethető, különálló üledékszakasz jellege kétségtelen, bár nálunk SCHRÉTER egyszerűen a katti emelet felső részébe tartozónak tekinti, SZŐTS azzal azonosnak veszi. CS. MEZNERICS ILONA a katti emelet egy részét (a *Glycymeris obovata* faunával) az akvitáni emeletbe sorolja. Faunisztikai alapon GAÁL ISTVÁN, ID. NOSZKY JENŐ és HORUSITZKY FERENC is a miocén alsó tagozatának tartja, de az idesorolt rétegösszletek tekintetében némi eltéréssel. Az oligocén felé történő elhatárolás kérdésében elfogadhatónak látszik az akvitáni emelet kezdetét az oligocénvégi regresszióra következő tengeri előtörésben megszabni. Ennek alapján az akvitáni emelet tengeri rétegeket tartalmaz. Nehézség adódik itt annyiban, hogy ez a tengeri tagozat nem általános elterjedésű, és hogy az oligocén regresszió nem mindig érzékelődik a felszínen. HORUSITZKY a Pest környéki mélyfúrásokból, az oligocén és miocén tengeri rétegek között, kiemelkedést jelző édesvízi rétegeket említ.

Budapest környékén, a budai oldalon az akvitáni emeletnek megfelelő faunájú rétegeket ismerünk Törökbálint—Budafok, továbbá Pomáz—Szentendre vidékén. Homok- és homokos agyagrétegek ezek, közbetelepült keményebb márgapadokkal, melyek az eddigi ismeretek szerint konkordánsan települnek a katti emeletbe sorolt *Glycymeris obovata*-tartalmú rétegekre vagy a csökkentsósvízi—édesvízi cyrenás, kőszénzsinóros agyagösszletre. CS. MEZNERICS ILONA kritikai vizsgálatai szerint a *Glycymeris obovata* faunájú rétegek az akvitáni emeletbe tartoznak. A pesti oldalon, Csömör—Mogyoród—Csomád környékén is partszegélyi, durvakavicsos, keresztrétegzéses tengeri anomiás—ostreás homokrétegek tartoznak ide *Pecten*-félékkel és egyéb molluszkákkal. Itt valóban regressziós üledékmegszakítás nélkül, azonos kifejlődésű tengeri rétegekkel állunk szemben, ami az oligocéntől való elválasztásukat is megnehezíti.

FÖLDVÁRI a budai déli miocén fedőhegység Törökbálint—Budafok közötti klasszikus föltárásaira vonatkozó alapvető tanulmányában az oligocén—miocén határkérdést „oligomiocén" megjelölésű átmeneti tagokkal igyekezett megoldani. A Budafok környéki föltárásoknak korszerű újravizsgálatával BÁLDI TAMÁS, a *Glycymeris* faunás agyag- és homokrétegeket a katti emeletben hagyva, az akvitáni emelet hiányát állapította meg. Ez megegyezik azzal a föntebbi megállapításunkkal, hogy az oligocénvégi regresszió nyomán, a miocén elején csak egyes részeken visszamaradt tengeri üledékképződés lehetett.

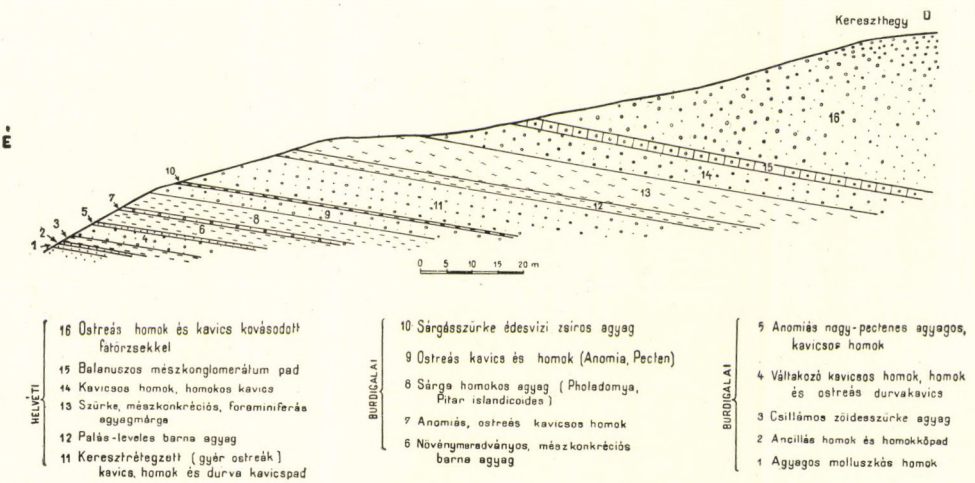
VITÁLIS SÁNDOR az említett törökbálinti mélyfúrásban 262 m „miocén" rétegvastagságot talált a felsőoligocén fölött. Ebben az akvitáni—burdigalai s részben talán a helvéti emelet itteni egyveretű rétegösszlete együttesen benne foglaltatik.

Ezek a vitatott akvitáni rétegek észak felé, fiatalabb rétegek alól felszínre bukkannak a Börzsöny keleti oldalán (Diósjenő) és a Cserhátban is.

Burdigalai emelet

Az akvitáni emeletbe sorolható homokos — agyagos rétegek jelenléte esetén folytatólagos, azok hiányában pedig újraindult transzgresszió partszegélyi üledékeként durva homokos kavics és konglomerátum mutatkozik, nagy *Ostrea-*, *Anomia-*, nagy *Pecten*-félékkel *(Pecten gigas, Pecten subarcuatus, Pecten burdigalensis, Chlamys crestensis).* Dió—ökölnagyságú kavicsanyaga

túlnyomólag kvarcit, fehér vagy szürke kalcedon és kvarcporfir, minden nemű mezozóos kőzetanyag nélkül. Partszegélyi jellegét a durva homokos rétegekben látható álrétegzés is mutatja. Legrégebben ismert jellegzetes kifejlődését Budafok—Törökbálint között ismerjük, de ugyanígy észlelhető a pesti oldalon Cinkota—Fót—Mogyoród környékén is. Horusitzky állapította meg a burdigalai emeletbe tartozását és a Pest vidéki területen a Budai hegységhez simuló partvonalát. A dunántúli helvéti—tortonai hasonló kavicsrétegekkel szemben a Budai hegységben a transzgresszió korábbi megjelenését igazolja. Föltűnő különbségként mutatkozik valamennyi dunántúli kavicsösszlettel (Sopron, Bakony, Mecsek) szemben, a kristályos kőzetkavi-



116. ábra. A Budafok—kereszthegyi burdigalai—helvéti összesített rétegsor (Báldi T. szerint)

csok mellett a mezozóos kőzetanyagnak csaknem teljes hiánya, ami arra utal, hogy a déli fedőhegység rétegösszletének burdigalai—helvéti kavicsanyaga a délkeleti előtér alföldi kristályos alaphegységéből származik.

A burdigalai rétegeket eddigi ismereteink szerint csak a Budai hegység déli fedőhegység tagozatában ismerjük. A hegység belső öbleiben hiányoznak, helyenként kavicsfoszlányok nyomaiban is inkább a helvéti emelet gyanítható. A Budafok—Törökbálint közötti vonulatban mintegy 60—100 m vastag durva törmelékes kavicsösszlet képviseli a burdigalai—helvéti, nehezen elválasztható rétegsort. Ennek klasszikussá vált rétegszelvényét a budafoki Nagyárokban Földvári Aladár régebbi tanulmányának újravizsgálatával Báldi Tamás részletezte. A felsőoligocén homokra közvetlenül települt burdigalai emelet vázlatos kifejlődésében tíz rétegösszletbe foglalható 21 réteget különböztetett meg, homokos agyag, homok, kavics váltakozásával. Ezt a rétegszelvényt a helvéti rétegek együttesében a 116. ábra szemlélteti. Báldi részletes üledékföldtani vizsgálatai szerint a budafoki kereszthegyi alapszelvényben a burdigalai emelet változatos, viszonylag gazdag molluszka faunával jellemezhető, kőzetkifejlődésben a felsőoligocén homokhoz nagymértékben hasonló összetételű sárga, csillámos homok. Különbségként adódik a nagyobb mennyiségben mutatkozó durvakavics és növénylenyomatos agyagközbetelepülés. Homokanyaga csaknem teljesen szögletes, túlnyomólag kvarc, magmás és átalakult eredettel; jellemző még a muszkovit és a gránát, utóbbi néha cirkonzárvánnyal. Ezenkívül apatit, limonit, földpát, amfibol, kloritosodott biotit ásványok általában jól osztályozott szemcséi. A folyami jellegű homokösszletben mész-

konkréciók és két-három méter vastagságú homokos kavicsrétegek vannak. A kavicsanyag túlnyomó része (60—70%) különböző színű kvarcit, fekete kalcedon, jáspis, szarukő, lidit, gránit, gneisz, turmalinos gneisz, ritkábban érces fehér kvarc és igen ritka andezit, amely nyilvánvalóan a közeli felsőeocén amfibolandezitből származhatik. Feltűnő a mezozóos, elsősorban a Budai hegység triász képződményeinek teljes hiánya. A kavicsok görgetettsége és keresztrétegzett volta, valamint szervesmaradványok hiánya, folyami jellegre utal. Fölötte már jól osztályozott, nagyobb görgetettségű, kavicsos finomhomok, partszegélyi—folyótorkolati lerakódás, anomiás, ostreás, pectenes faunával és gyér *Balanus* alakokkal.

A rétegösszlet növénylenyomatos agyag- és homokos agyagközbetelepülései azonos ásványos összetételűek, faunát nem tartalmaznak. Többé-kevésbé lefűződött, zárt öbölképződményt jeleznek. A puhatestű maradványok fenéklakó, iszapba fúródó vagy a fenékszínen élt alakok, lumasellaszerűen egybemosott lencsés közbetelepülésű héjtörmelékhalmazok. Apró süntüske töredékeken kívül, a jellegzetes burdigalai faunakép: nagy *Pecten*-félék, *(Pecten gigas, Pecten pseudobeudanti, Pecten palmata, Cardium hians, Tellina, Lutraria, Solen, Pholadomya, Pyrula, Ancilla glandiformis)* és a kavicsrétegekben otthonos *Anomia*- és *Ostrea*-félék. Az utóbbiak csak gyérebb, kísérő faunaelemek, az ugyancsak ritka *Balanus*-félékkel együtt. A burdigalai rétegösszlet ezek alapján sekély partközeli kifejlődés, jól fölismerhető partszegélyi és folyami közbetelepülésekkel, lassú regresszióra utaló jelleggel, ami a szelvény további részét tevő helvéti rétegösszletben folytatódott s kiteljesedett.

A Budafok környéki burdigalai rétegösszlet vastagsága 25—30 m.

Helvéti emelet

A Budai hegység fedőhegységében a hegység belsejében gyéren található szárazföldi kavicsfoszlányok, ritkábban kovásodott fadarabokkal, a lepusztult helvéti emelet maradékai lehetnek. A helvéti emelet többé-kevésbé teljes összletét főként a déli fedőhegység Budafok—Törökbálint közötti vonulatrészében és a pesti oldalon nyomozhatjuk, régi, alapvető részlettanulmányokban ismertetett föltárásokban (Böckh János, Halaváts Gyula, Lőrenthey Imre, Földvári Aladár, Horusitzky Ferenc).

A dunántúli miocén tagozatokhoz kapcsolódó, összekötő átmeneti alapszelvényként a Budafok környéki klasszikus föltárások adódnak, ahol a helvéti rétegek Földvári szerint diszkordánsan települnek az alattuk levő homokos, nagy pectenes, burdigalai emeletbe tartozó rétegekre. Kvarcit-, kristályos pala-, liditkavicsos, homokos—agyagos kiékelődő rétegei kovásodott fatörzseket és gyér Ostreákat tartalmaznak. A helvéti emelet felső része bryozoás mészkő, fölötte Budafokon 10—12 m riolittufa.

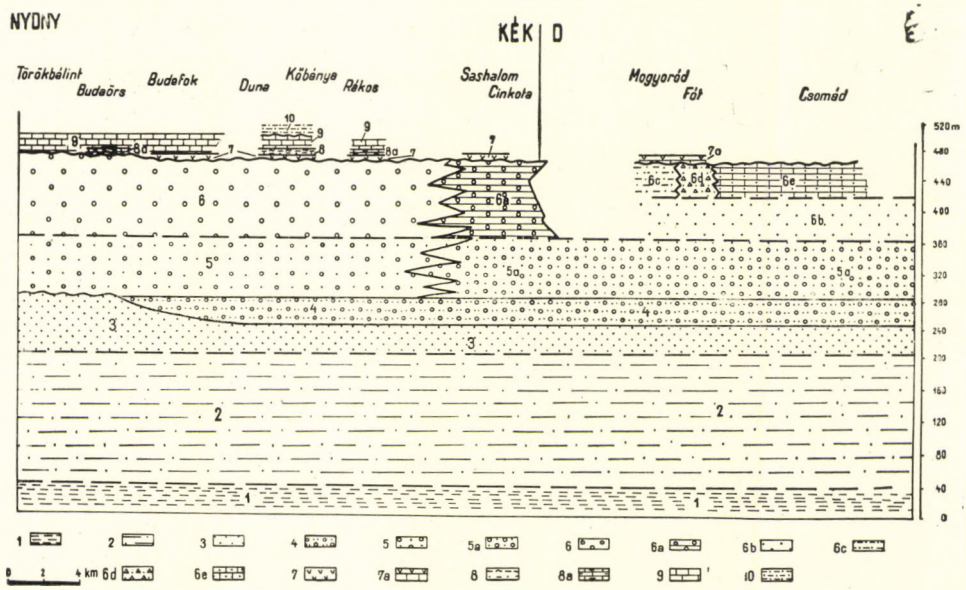
Báldi föntebbi Budafok—kereszthegyi burdigalai—helvéti egységes alapszelvényében hat szintbe összefoglalható (11—16. sz.) rétegek tartoznak a helvéti emeletbe. Részletes újravizsgálata szerint a burdigalai és helvéti emelet Budafok környékén egységes, összefüggő, folytonos üledékképződést jelentő rétegösszlet, amit sem lepusztulásos szakasz, még kevésbé diszkordancia nem szakít meg. A helvéti emeletbe tartozó Budafok környéki rétegösszletben alsó és felső tagozatot különböztetve meg, a hozzátartozó riolittufa zárótagozattal együtt 90—170 m-es vastagság adódik, ebből a riolittufára 10—30 m vastagság esik.

Az említett alapszelvény szerint, a helvéti emelet alsó tagozata a burdigalai rétegekhez kapcsolódó, azokkal azonos kifejlődésű, tehát folytatólagos üledékképződést jelentő ostreás kavics- és homokrétegekkel kezdődik, közbetelepült jellegzetes *Balanus*-tartalmú partszegélyi konglomerátum- és csökkentsósvízi, foraminiferás homokos márgarétegekkel. Az ostreás kavics anyaga teljesen azonos a burdigalai kavics kőzetanyagával: kvarc, kvarcit, kalcedon, gneisz, gránit, ritkán szürke dolomit és nagyon gyér kovásodott amfibolandezittufa. A homok szögletes ásványszemcséi is azonosak a burdigalai homok anyagával. Helyenként keresztrétegzett, kevésbé koptatott kavicsokat tartalmazó rétegek, ritka, nyilván bemosott *Ostrea*-maradványokkal, határozott folyami deltaképződménynek minősülnek. Ezzel szemben a kavicsösszlet többi részében levő ostreás pad *(Crassostrea gingensis, Crassostrea crassissima)* folyótorkolat körüli, zártabb partszegélyt

jelez, csökkentsósvízi jelleggel. Ezt igazolják a *Balanus*-tartalmú homok- és konglomerátumrétegek is, amelyekben Ostreákon kívül gyér *Pecten (Pecten solarium)*, és szegényes, eurihalin *Foraminifera* faunát tartalmazó agyagmárga is részt vesz.

Az alsóhelvéti rétegösszlet vastagsága 35—40 m.

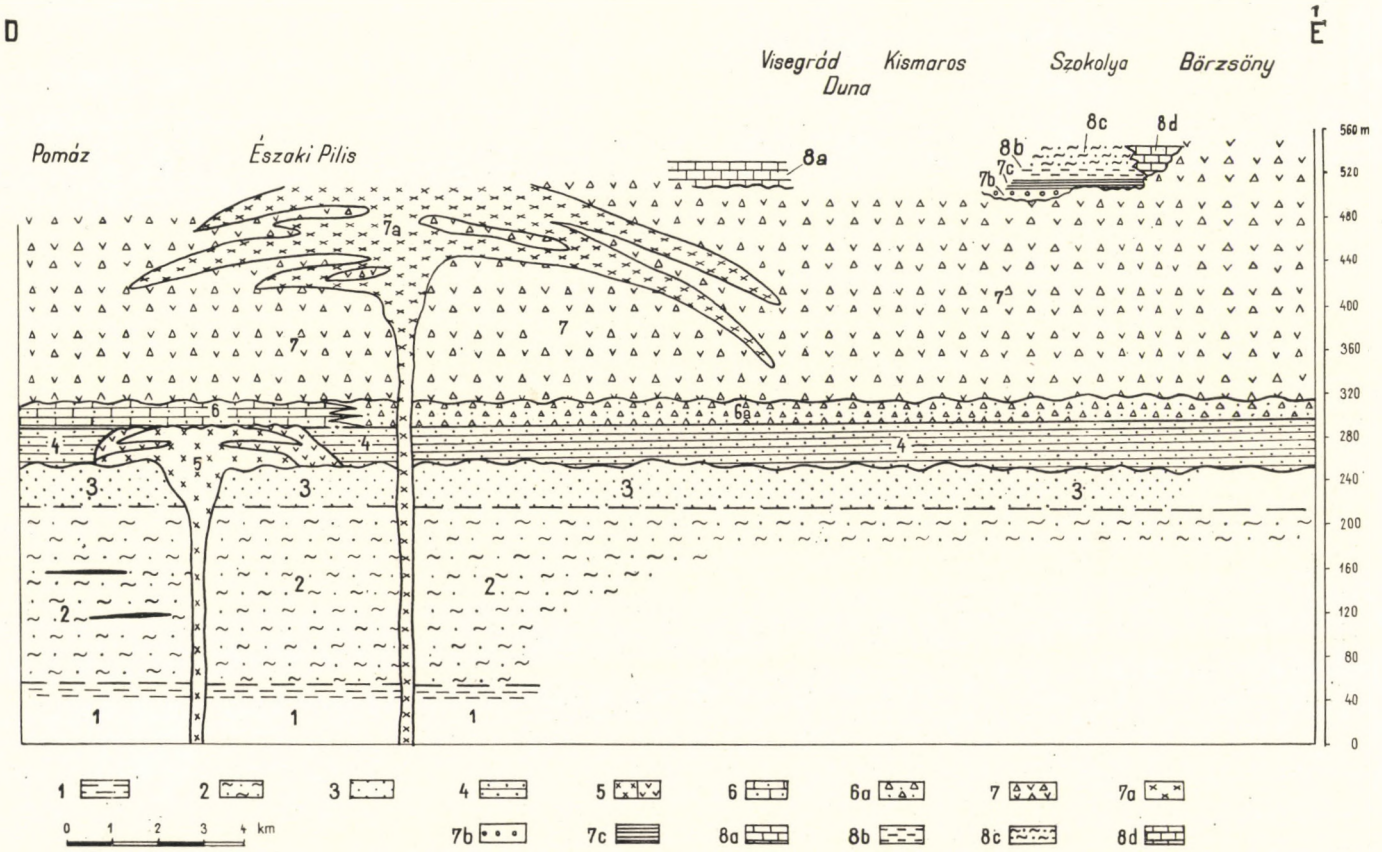
A felsőhelvéti rétegösszlet lényegében az alsóval azonos anyagú keresztrétegezett kavics és homok, jellegzetes kovásodott fatörzsekkel, faunamentes finom homok- és agyagrétegekkel. A homok kevésbé osztályozott, szögletes, víztiszta, fehér és fekete kvarc-, muszkovit-, alárendelten gránát- és biotitszemcsékből áll. A kavics jellegzetesen keresztrétegezett; homokkal váltakozik s anyaga a burdigalai kaviccsal azonos. Megmegkülönböztető jellegei a kisebb-nagyobb k o v á s o d o t t f a t ö r z s d a r a b o k,



117. ábra. A Budapest környéki miocén összefoglaló rétegszelvénye, Törökbálint—Cinkota—Csomád között (Báldi T. szerint): 1. rupéli foraminiferás agyagmárga, 2. katti (?)—akvitáni (?) homokos agyag, 3. akvitáni pectunculuszos homok, 4. alsóburdigalai anomiás—pectenes homok, kavics, 5. alsóhelvéti ostreás—balanuszos kavics, homok, 5a. alsóhelvéti keresztrétegzett pectenes homok, 6. szárazföldi folyami kavics, homok, 6a. litorális „sashalmi" konglomerátum, 6b. pectenes homok, 6c. slir, 6d. tengeri tufit, tufás homok, 6e. bryozoás homokos mészkő (6—6e. felsőhelvéti), 7. alsótortonai szárazföldi riolittufa, 7a. alsótortonai édesvízi mészkővel váltakozó riolittufa, 8. felsőtortonai tengeri homok, agyag, márga, 8a. felsőtortonai lajtamészkő és konglomerátum, 9. szarmata csökkentsósvízi durvamészkő, 10. felsőpannóniai homok, agyag

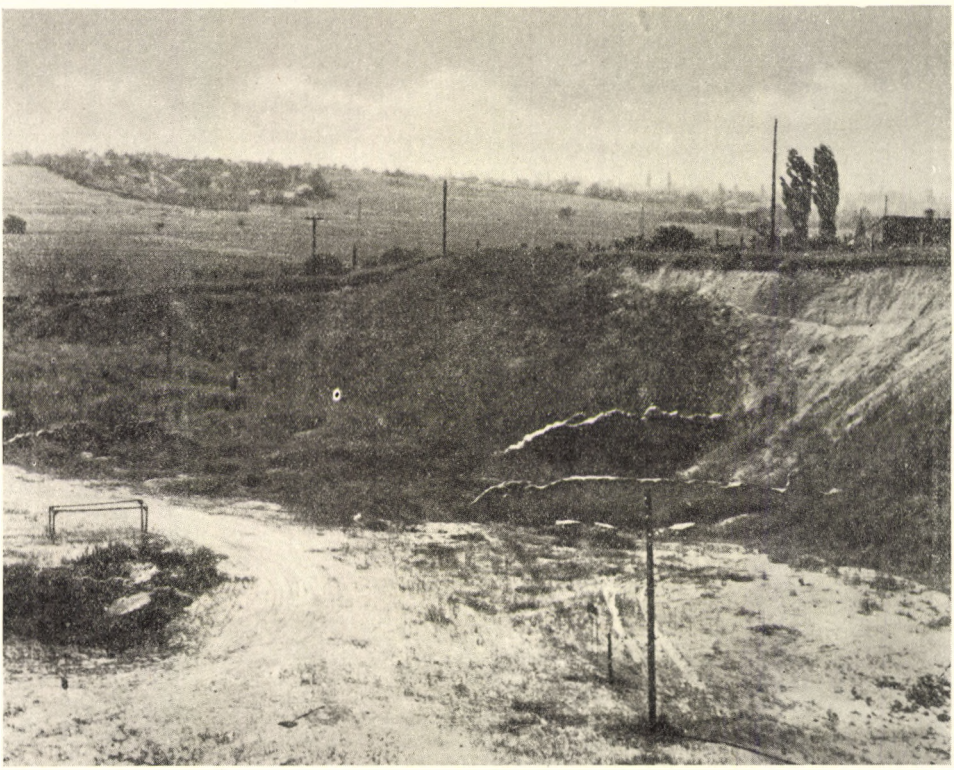
a m e l y e k c s a k e b b e n a t a g o z a t b a n t a l á l h a t ó k. Az agyagos rétegekben, a különböző kvarcszemcséken kívül muszkovit, gránát, albit, kloritos biotit, apró metamorf kőzettörmelék és limonit található. A rétegösszletet záró riolittufa határán levő agyagban montmorillonit is észlelhető.

Ezek szerint kétségtelen, hogy a felsőhelvéti rétegösszlet az alsóhelvétivel összefüggő, azonos helyzetű, eredetű, szárazulati—folyami keletkezésű képződmény. Elterjedése azonban nagyobb a burdigalai—alsóhelvéti rétegeknél, úgyhogy helyenként közvetlenül a felsőoligocénre is települ. Ebből adódik a két összlet közötti, üledékhézaggal érzékelhető diszkordancia. A felsőhelvéti összlet vastagsága 50—100 m lehet.



118. ábra. A Budapest környéki miocén összefoglaló rétegszelvénye, Pomáz—Szokolya között (BÁLDI T. szerint): 1. rupéli foraminiferás agyagmárga, 2. katti (?)—akvitáni (?) cyrenás márga és homok, 3. akvitáni pectunculuszos homok, 4. alsóhelvéti keresztrétegzett pectenes homok, homokkő, 5. (?) gránátos biotitdácit és tufa, 6. felsőhelvéti homokos, kavicsos bryozoás mészkő, 6a. felsőhelvéti tengeri tufit, tufás homok, 7. amfiból és piroxénandezittufa és agglomerátum, 7a. amfiból- és piroxénandezit, 7b. szárazföldi andezitkavics, 7c. édesvízi mészkő- és kovaföldösszlet (7—7c. alsótortonai), 8a. korallpados lajtamészkő, 8b. agyag (badeni fácies), 8c. homokos márga, 8d. lithothamniumos mészkő (8a—8d. felsőtortonai)

A Budai hegység északi fedőhegységében a helvéti emeletet a legutóbbi időkig csak az alaphegységrészek közötti öblökben, medencerészekben említett kavicsnyomokkal, kovásodott fadarabokkal valószínűsíthettük. Pilisvörösvártól északra, Csobánka felé, a Garancshegy körül jellegzetes helvéti emeletbe tartozó rétegösszlet mutatkozik. Közvetlenül felsőoligocén homokos agyag- és homokkőrétegekre gránátos biotitdácittufa-, bentonit-, zöldesszürke agyag-, kavicsos tufit- és laza tufás homokrétegek települnek, majd ezek rétegsorát



119. ábra. Telérszerű, álló konglomerátumpadok a laza helvéti homok- és kavicsösszletben, Cinkota, (MÉSZÁROS M. felv.)

kavicsos, bryozoás mészkő, meszes homokkő, durva kavics és konglomerátum zárja le. A bentonitos gránátos biotitdácittufit anyaga a pilisszentkereszti dácit anyagával azonos. Tufit jellegét, valamint az egész rétegösszlet tengeri keletkezését kovaszivacstűk, *Echinodermata* tüsketöredékek és molluszka héjtörmelék bizonyítja. A rétegösszletet záró bryozoás kavicsos mészkőben *Cellepora*, *Membranipora*, *Balanus*, *Pecten scabriusculus*, *Pecten scabrellus*, *Pecten multistriatus*, *Ostrea*, cápafog faunaelemek a helvéti emeletet igazolják. A rétegösszlet egészben véve a helvéti tenger lassú térfoglalását jelzi; alsó tufit és tufás (hidropiroklasztit) rétegei esetleg átmosott és nem hullott vulkáni anyagúak, az erre következő kavics és konglomerátum a tengerelőnyomulás erőteljesebbé válását jelzi. A kavics anyaga erősen lekerekített kvarc, kvarcit,

gneisz, kvarcporfir, távolabbi kristályos alaphegységből és valószínűleg közelebbi triász és jura rétegekből származó szögletesebb, kevésbé koptatott szarukő és tűzkő. Az utóbbiak a Budai hegységi triász, illetve a gerecsei jura rétegek anyagából származtathatók. Jelenlétük nyugati és északi eredetre mutat és szembeötlő különbség a déli fedőhegység azonos korú kavicsösszletéből hiányzó mezozóos kavicsanyaggal szemben.

Ugyanilyen helvéti rétegfoszlányok vannak északabbra a Ziribár tetőn és a pomázi Mesélőhegy körül is.

A helvéti emelet tengeri üledékeinek változatos kifejlődését a pesti oldalon a legrégibb idők óta tanulmányozott föltárások megfelelő faunával



120. ábra. Telérszerű, álló konglomerátumpadok a laza helvéti homok- és kavicsösszletben, Cinkota (Mészáros M. felv.)

igazolják. Ugyanitt megállapítható a különböző rétegek egymásrakövetkezése és kifejlődési átmenete is (bryozoás agyag). Kifejlődése itt partközeli durva konglomerátum (Sashalom), bryozoás—kavicsos mészkő (Fót, Csomád, Pomáz), tufás laza homokkő és foraminiferás homokos agyag (slir). Horusitzky szerint Sashalom környékén a burdigalai rétegek fedőjében levő durva kavics és konglomerátum délnyugatról származó deltaképződmény. Mogyoródon, a község keleti végén helvéti keresztrétegzett, pectenes homok, tufitos slir, keleti dűlésben észlelhető, ugyancsak a burdigalai rétegek fedőjében. A fóti Somló kavicsos—bryozoás mészkőrétegei ugyanennek partközelibb kifejlődését képviselik.

Itt említhetjük, hogy Cinkotán, a helvéti emeletbe tartozó pectenes, laza durvahomok és kavics egyik fölhagyott nagy föltárásában, több É—D csapású, 0,5—1,0 m szélességű, álló helyzetű, kemény konglomerátum telérszerűen észlelhető. Ezek kétségtelenül törésvonal mentén keletkezett dilatációs alakulatok, epigenetikus kovásodás kötőanyagával.

A helvéti emelet végén, részben medenceföltöltődésből, részben egyenlőtlen kiemelkedésből, további szárazföldi rétegek és a tortonai emelet felé vezető határtagozatként riolittufás vulkáni képződmények mutatkoznak.

A budai oldalon, a Budafok körüli helvéti alapszelvény zárótagja a felsőhelvéti szárazulati, kovásodott fatörzseket tartalmazó kavics- és homokrétegekre települt r i o l i t t u f a. Ennek fekvőjében Lőrenthey Imre, ma már nem látható feltárásból bryozoás mészkövet is említ, amely a pesti oldalon levő hasonló képződményekkel való teljes azonosságot igazolja. A budafoki riolittufa horzsaköves, alsó részében rétegzett, s mindig az alatta levő finom homokos—agyagos rétegekből fejlődik ki. Felső részében rétegzetlen szárazulati fölhalmozódásúnak látszik. A kavicsrétegek fölött hiányzik. Vastagsága a budafoki részeken 25—30 m.

Ez a riolittufa szint megvan a Budai hegység északi fedőhegység részletében, Szentendrén is, valószínűleg szárazföldi fölhalmozódásban. A pesti oldalon hasonló kifejlődésben, tufagörgetegekkel, a rákosi vasúti bevágásban, az ottani jellegzetes tortonai lajtamészkő partszegélyi rétegeinek fekvőjében volt föltárva. Ugyanilyen nagy tufagörgeteges, rétegzetlen kifejlődésben megtalálható Mátyásföld, Csömör határában is. Dunakeszin, a Duna partján is felszínre kerül; a Horányi csárda melletti vízkutató fúrásokban pedig a pleisztocén kavics alatt, édesvízi zöld, bentonitszerű agyag kíséretében, 10 m vastagságban harántolták, alatta agyagos—fás 1,5 m vastag barnakőszén lencsével. Ugyanezek az édesvízi helvéti rétegek megvannak dél felé, a káposztásmegyeri fúrásokban is, Budapestig terjedően a Duna pleisztocén kavicsszintje alatt. Ez a riolittufa a felsőhelvéti—tortonai határon az Északkeleti Középhegységben folytatólagosan nyomozható „középső riolittufával" azonos.

Észak felé, Vác—Nógrádverőce határában, sőt a Dunaszorosban, Zebegényig terjedően, hiányos felszíni nyomokban vagy kismélységű kutatásokban ismerjük a helvéti szárazföldi kifejlődést zöld agyagos, kőszenes nyomokban (nógrádverőcei kőszénkutatás). Valószínűleg ehhez a kifejlődéshez csatlakozik a Báldi által ujravizsgált szokolyai rétegösszlet alján gránátos biotitamfibolagglomerátumra települt felsőhelvéti kovaföld és kovás agyag. Tovább északra, a Börzsöny keleti oldalán, a Cserhát felé, főként kvarcitból, csillámpalából, fillitből álló óriáskavicsokkal és görgetegekkel, a helvéti emelet északi szárazföldi peremét találjuk. Ebben, Nógrád határában, kárpáti jellegű triász mészkő- és dolomitkavicsok is vannak. Az óriáskavicsok és hömpölyök nem nagy távolságról, csakis észak felől származhatnak, amit a mezozóos kőzetanyag is igazol.

Vigh Gyula a Börzsönyhegység keleti oldalán levő szárazföldi helvéti kavics anyagában kvarcit, kvarcpala, kristályos kvarc, permi arkóza, gránit, gneisz, gneiszgránit, pegmatit, csillámpala és a szlovákiai maghegységek kőzeteivel egyező triász (guttensteini és reiflingi) mészkőanyagot említ. Szerinte ez a kőzetanyag a Vepor felől nem származtatható, mert az Ipoly völgye slirtenger volt. A Börzsönyhegység helyén állott és csak a helvét utáni vulkanizmussal együttjáró kéregmozgások során elsüllyedt kristályos mezozóos vonulatból származtatja az óriáskavicsok anyagát, amit saját vizsgálataink is igazolnak.

A helvéti szárazföldi kavicsösszlet a Börzsönyhegység keleti szélén, Diósjenő határában, majd Nagyoroszi nyugati részén, a drégelyvári turistaúton, az erdészház körül is észlelhető, a katti emeletbe tartozó rétegekre települt módon. Gránit, gneisz, kvarcit és triász kavicsokon kívül, kovásodott fadarabokat tartalmaz. Fölötte slirösszlet, majd a tortonai andezitösszlet következik. A kavicsrétegekkel, Diósjenő határában, a nógrádi településszlettel azonos kőszénnyomok is vannak. A diósjenői tábor vízkutató fúrásában a helvéti kavicsrétegek fölött, a nógrádi háromtelepes kőszénösszletet is megállapították.

Tovább északra, a Börzsönyhegység északi oldalán, Hont körül a helvéti slírkifejlődés mutatkozik, mint az előreugró szárazföld kavicsszegélyéhez simuló északi medenceképződmény.

T o r t o n a i e m e l e t

A Budai hegység déli fedőhegységében csak Budafokon és a Tétényi fennsíkon a kavicsösszletből fokozatosan kifejlődő, valamint a pesti oldalon Budapest-Rákoson felszínre bukkanó lajtamészkőösszlet tartozik ide.

Budafokon és a Tétényi fennsík északi peremén, Biáig terjedően, a tortonai rétegösszlet keskeny vonulatként nyomozható, változatos kőzetkifejlődéssel, részlettanulmányokban ismertetett gazdag faunával; határozott partszegélyi képződmény. A burdigalai—helvéti homok- és kavicsösszletre települ, annak kavics—homok anyagából földolgozott, mészkötőanyagú kezdeti konglomerátumrétegekkel. Fölfelé homokos mészkő, mészhomok, majd jellegzetes likacsos—üreges, néha oolitos lajtamészkőösszlet következik. Valamennyi rétegben a jellemző puhatestűek (*Pecten leythajanus*, *Pecten aduncus*), tüskésbőrűek (*Echinolampas hemisphaericus*, *Scutella vindobonensis*), Foraminiferák (*Borelis melo*, *Miliolina*-félék) találhatók. Helyenként jellegzetes parti zátonyképződmény van (Kamaraerdő, Budapest-Rákos). A jellegzetes tengeri partszegélyi tortonai rétegösszletet határozott regressziót jelző (miliolinás, törpefaunás) rétegek zárják le, amit a reákövetkező csökkentsósvízi szarmata rétegek is igazolnak.

A Budafok—tétényi tortonai rétegek Budapest-Rákoson mindössze 2—10 m, a vasúti bevágásban 5 m körüli vastagságúak.

Budapest altalajában homokos—agyagos, gazdag faunájú rétegek Rákospalota—Pestújhelyig, különféle mesterséges föltárásokban folytatólagosan nyomozhatók. A kétféle kifejlődés egymáshoz való viszonya közvetlen érintkezésben nem látható. Kétségtelen, hogy a lajtamészkő az előrenyomult tenger partszegélyét jelzi, míg a homokos—agyagos kifejlődés a partoktól távolabbi, sekélytengeri képződmény.

A helvéti emeletben, főként riolittufával megindult vulkáni tevékenység zöme, különböző andezitfajtákkal, tufával, breccsiával, konglomerátummal és agglomerátum-félékkel a tortonai emelet kezdetére esik. A Szentendre—visegrádi andezitterületen, Visegrád határában a lajtamészkő az andezitösszletre települ, andezitanyagú transzgressziós alapbreccsiával és tengeri faunát tartalmazó tufával. Kétségtelen, hogy itt és a vulkáni területek további részein, a Börzsönyhegységben, Cserhátban, Mátrában is a lajtamészkő a piroxénandezitösszletnél fiatalabb. Nincs kizárva tehát az a lehetőség, hogy Budapest altalajának homokos—agyagos tortonai rétegei, amelyeknek anyagában andezit nincsen, a tortonai emelet alsóbb tagozatát képviselik. A lajtamészkő pedig a tortonai emelet felső részében újra előrenyomuló tenger partszegélyi képződménye.

A tortonai vulkánosság keretébe tartozik a pesti oldalon, Mogyoródon (Dózsa György u.) átlós rétegzettségű piroxénandezittufa, közbetelepült fehér, tengeri diatomás kiékelődő rétegekkel, breccsiával és agglomerátummal, Szádeczky-Kardoss meghatározása szerint kisebb-nagyobb kovásodott dácit és likacsos—üreges, mandulaköves riodácit görgetegekkel, átlagos délkeleti dűlésben, É—D irányú litoklázisokkal. Kelet felé, valószínűleg törésvonal mentén, a helvéti rétegekkel érintkezik.

A vulkánossággal járó fenékingadozások a Mecsekhegységben és a Bakonyban is változatos üledékkifejlődésben és fölismerhető kétütemű transzgressziós üledékekkel észlelhetők, vulkáni anyagok kisebb mennyiségével. A Budai fedőhegység tortonai képződményeiben már a vulkáni képződmények jutnak előtérbe.

A tortonai emelet végén általánossá vált regressziót bizonyítja Budapest-Rákoson a lajtamészkő és a szarmata rétegek határán kiékelődő rétegben mutatkozó sárgásbarna, májopálszerű hidrokvarcit. Ez vulkáni utóműködésre utal, hévforrás eredettel. Ezzel egyenértékű édesvízi—szárazföldi rétegeket

írt le Szalai Tibor Szentendréről, szárazföldi csigákkal és az andezitösszletre települt diatomás, vékonytáblás kovás mészkő- és leveles márgarétegekkel (Malomvölgy).

Szarmata emelet

A Budai hegység fedőhegység tartozékában a Gerecsehegység déli belső medencéjétől, a Zsámbéki és Bicskei medencétől dél felé a felszínen vagy a medencealakulatban folytatólagosan nyomozható a szarmata emelet, jellemző durvamészkőkifejlődésben, Sóskúton és a Tétényi fennsíkon át a Dunáig. A Duna alatt is folytatódik, a soroksári Dunaágban; a pesti oldalon a felszínen is megvan, Kőbányától Budapest-Rákosig. Kiterjedése, a középsőmiocén rétegekkel szemben kisebb területre szorítkozik, regresszióra mutat. Ezzel nem áll ellentétben az a tény, hogy nyugat felé, a Bicskei medencében, helyenként közvetlenül a megelőzőleg szigetrögként kiálló dolomitra húzódik reá, durva laza alapkonglomerátummal is. Másutt, a felsőoligocén fölött is közvetlenül települ.

Ez a települési mód vagy a helvéti—tortonai rétegeken túlterjedő kiterjedés nem jelenthet általános transzgressziót, téves tehát az irodalomban gyakori megállapítás, hogy Dunántúl a szarmata emelet transzgredál. A szarmata emelet legtöbb kifejlődésében regressziós képződmény.

A Budapest vidéki szarmata rétegek jellegzetes csökkentsósvízi mészkőkifejlődése a lajtamészkőre települ s azzal szoros kapcsolatot mutat. A tortonai emeletvégi regresszió a két emelet között települési különbözőségben nem érzékelődik. A szarmata rétegek a lajtamészkőre többnyire látszólagos egyezőséggel települnek. Néhol szögdiszkordancia mutatkozik. A kőzetkifejlődés cerithiumos és miliolinás mészkő és ikrás mészhomokkő, a Tétényi fennsíkon és Kőbányán riolittufa bomlásából származó bentonitrétegekkel.

A Tétényi fennsíkon a szarmata rétegösszlet nagyobb, összefüggő felszíni kiterjedésben nyomozható, s a tortonai rétegekből fokozatosan fejlődik ki homokos mészkő, majd cerithiumos, kevés Foraminiferát tartalmazó mészkő alakjában *(Elphidium, Rotalia beccarii)*. Különleges kifejlődésként mutatkoznak bryozoás zátonyként tekintett, kiékelődő rétegek és a szintállóan nyomozható 10—30 cm vastag bentonitrétegek. A képződmény sekély, partszegélyi voltát keresztrétegzettség és dél felé, a medence belseje felé, a rétegösszlet elvékonyodása mutatja. A rétegösszlet vastagsága 5—50 m között változik. Fedőjében mindenütt többé-kevésbé érzékelhető regressziós üledékhézaggal vagy vasas színeződéssel jelzett határral felsőpannóniai rétegek települnek, többnyire látszólagos egyezőséggel (paenakkordancia).

Rétegtanilag az itteni szarmata rétegek is alsószarmatának minősülnek. A szarmata felső részében parteltolódással járó teljes kiemelkedés és ezzel kapcsolatos lepusztulás közvetlen nyomokban nem érzékelődik. De az üledékhiány és a pannóniai rétegek eróziós diszkordanciával jelzett települése mutatja ezt a megelőző földtani folyamatot.

Ennek a felsőszarmatabeli szárazföldi szakasznak megfelelő üledéket említ Horusitzky Ferenc a pesti oldalról kutatóaknában föltárt tufaanyagú homokos agyag, szenes növénymaradványokat és szálasan széteső, kovásodott farészeket tartalmazó kvarchomok alakjában. Fönntartás nélkül idesorolhatók a rákospalotai fúrásokban talált vékony, homokos, aprókavicsos rétegek, valamint *Planorbis*- és *Helix*-féléket tartalmazó édesvízi, zöldesszürke agyagmárga is.

Ezek a nyomok kétségtelen maradványai az egyenetlen vastagságban eloszlott szárazföldi üledékképződésnek, bizonyítékai a pannóniai emeletet megelőző szárazföldi eróziós tevékenységnek, s egyben igazolják a felső-szarmata tagozat létezését.

Pannóniai emelet

Pannóniai rétegek a Budai hegység fedőhegységében csak délen és keleten láthatók, többnyire mesterséges föltárásokban, különböző vastagságú pleisztocén és fiatalabb rétegek alatt. A budai oldalon, Érd—Diósd körül,



121. ábra. Szabálytalan konkréciók a pannóniai homokösszletben, Diósd (Oravecz J. felv.)

a pesti oldalon Csepelen és Kőbánya körül, a szarmata mészkőre transzgredálva, vasas rozsdás kavicsos kezdőrétegekkel települnek, megállapítható eróziós diszkordanciával. A hegység belsejében, öbölnyúlványokban, a tinnyei medencében, alsópannóniai, gazdag faunájú, lyrceás durva homokrétegek vannak. A déli és keleti peremeken, Kőbányán, a *Congeria rhomboidea-*, *Congeria triangularis*-tartalmú felsőpannóniai agyagösszlet és az *Unio wetzleri*-tartalmú folyóvízi, keresztrétegzettségű homokrétegei mutatkoznak. Lőrenthey leírásában ismertetett gazdag faunájában a jellegzetes *Congeria*, *Limnocardium* alakokon kívül, jellemző emlősmaradványok *(Dinotherium*, *Mastodon*, *Hipparion*, *Cervus)* is kikerültek.

Kelet felé, Cinkota, Csömör, Mogyoród körül, ugyancsak a felsőpannóniai *Congeria partschi-* és *Congeria rhomboidea*-tartalmú rétegek és a folyóvízi jellegű *Unio wetzleri* rétegek észlelhetők. Diszkordáns településben transzgredálnak a miocén, sőt oligocén különböző rétegösszleteire; keleten és délen

belesimulnak a medenceképződményekbe. A megelőző szárazföldi időszakot jelző alsó vörös vasas határréteg itt is nyomozható. Észak felé, a Szentendre—visegrádi andezitterület szélén, a pannóniai emeletet szárazföldet jelző földolgozott andezittufás rétegek képviselhetik.

A bakonyi kifejlődéssel egyezően, a Budai hegységben is édesvízi mészkő és mészmárga zárja a pannóniai rétegösszletet. Nagy területen észlelhető, a pannóniai emelet utáni kiemelkedéssel, viszonylag magas térszínen, a Szabadsághegyen és Széchenyi hegyen. Kétségtelenül zárt beltó mészkiválása ez, aminek nyomai kisebb-nagyobb foszlányokban a pesti oldalon is megtalálhatók.

Az Északi és az Északkeleti Középhegység

Ebben a csoportban a Budai hegységhez csatlakozóan a Börzsöny-, Cserhát-, Mátra- és Bükkhegység vonulatát szegélyező fedőhegység tagozatot foglaljuk össze. Ezek neogén rétegösszletében közös vonás, hogy helyenként túlsúlyban vannak a vulkáni képződmények, és a miocén legtöbb helyen sokkal teljesebb, hézagtalanabb és igen változatos kifejlődésben mutatkozik. További, általánosan fölismerhető jellemzője ennek az északi területrésznek, hogy az idősebb alaphegységek közé benyomult öblökben vagy szigettengerekben, az oligocén végén legtöbb helyen, rövid tartamú, kisebbmérvű kiemelkedés vagy föltöltődéses regresszió volt. A miocén legalsó tagozatától kezdve mindvégig ingadozó párkányrészek változó parteltolódásait jelző, folytatólagos, partszegélyi és párkányüledéksorozatot találunk. A miocén összlet tehát teljesebb és kifejlődésében változatosabb, mint Dunántúl. Ennek a kifejlődésnek délnyugati kezdete és átmeneti tagja a dunántúli kifejlődés felé a Budai hegység. Joggal föltehető, hogy ennek a területrésznek már az oligocénben, sőt bizonyos mértékig, mint láttuk, már az eocénben is, a dunántúli részekkel szemben eltérő viselkedése mélyebben fekvő, kéregszerkezeti okokra vezethető vissza.

Rétegtani tekintetben, ez az északkeleti területrész korszerű részlettanulmányokban és kitűnő kritikai, összehasonlító összesítésekben ismertetve van. Az üledékképződés teljessége és változatossága szerint ez központi kulcsterülete az idevonatkozó rétegtani és nevezéktani föladatoknak, így a miocén—oligocén határ, az akvitáni emelet és az egyes rétegsorok hovasorolása kérdéseinek. Ezeknek megvilágításában ID. NOSZKY JENŐ, SCHRÉTER ZOLTÁN, HORUSITZKY FERENC, GAÁL ISTVÁN s legújabban CS. MEZNERICS ILONA kritikai értékeléseit vesszük tekintetbe.

Akvitáni emelet

Az oligocénvégi regresszióval és tengeri transzgresszióval jellemzett akvitáni emelet legjobban ezen a területrészen, különösen a Cserhát vidéki részeken mutatható ki. Homokos—agyagos rétegek, laza anomiás homokkő, *Pecten pseudobeudanti*, *Trachycardium multicostatum*, *Ostrea gingensis* és egyéb miocén—oligocén vegyes jellegű faunaelemekkel. Ezek a rétegek faunával nem mindig igazolhatók, gyakran a katti emelet határozott regressziós jelenségek nélkül, üledékátmenettel is összefügg velük. Ezek okozzák az elhatárolási nehézségeket és az akvitáni emelet létjogosultságának kétségbevonásáig (SCHRÉTER) terjedő vitát.

HORUSITZKY és GAÁL részletvizsgálatai szerint az idesorolható rétegek a felszínen nyomozhatók az említett pesti oldaltól Diósjenőig, a Cserhát alján több helyen, Balassagyarmaton, Salgótarján vidékén és Egerben is.

Ezek közül legismertebb a legutóbbi időkig sokat vitatott egri téglagyár 120 m vastagságában föltárt, gazdag molluszka faunás rétegösszlete, amit TELEGDI-ROTH KÁROLY eredetileg erősen miocén jellegű felsőoligocénnek minősített. A váltakozó homok- és agyagrétegekből álló, több szintben növénymaradványokat tartalmazó rétegösszlet határozottan sekélyvízi, partközeli, ingadozó térszínű képződmény, faunaelemei szerint is változó sótartalommal. ID. NOSZKY JENŐ 1947-ben készített rétegszelvénye szerint a fedőjében alsóburdigalai riolittufa, fekvőjében a felsőrupéli—alsókatti glaukonitos homokkő foglal helyet. NOSZKY szerint a rétegsort felülről lefelé: *1.* csökkentsósvízi növénymaradványos agyag- és homokösszlet, *2.* folyami homok, *3.* tengeri gazdag faunás homok és agyag, *4.* növénytartalmú, lagunás homokos agyag, *5.* tengeri homok és agyag és *6.* tengeri molluszkás alsó agyagösszlet csoportokba foglalhatjuk össze.

PÁLFALVY ISTVÁN három flóratípust különböztetett meg. A csökkentsósvízi (*1.*) összlet miocén jellegű, a zsilvölgyivel egyező flórát tartalmaz. A növénytartalmú lagunás (*4.*) rétegösszlet rossz megtartású, gyér flóraelemeiben miocén és oligocén alakok vannak. Végül, az alsó molluszkás (*6.*) összlet határozottan felsőoligocén flóraelemeket mutat. Ugyanezt mutatta ki ANDREÁNSZKY GÁBOR összehasonlító flórafejlődési alapon. AZ ID. NOSZKY JENŐ által összesített ezernél több alakból álló puhatestűfauna, BENKŐ FERENCNÉ kritikai újravizsgálata szerint, 64% alsómiocén, 15% felsőmiocén, 11% miocén—oligocén és 10% oligocén alakot tartalmaz. A szerinte túlsúlyban levő akvitáni és részben középsőmiocén alakok jelenléte az akvitáni emeletbe sorolást indokolja.

Az eddigi vizsgálatok szerint az egész rétegsor egyező településű, folytonos üledékösszlet. A DK/20° dűlésű föltárás nagyjában kettős tagozatú: alul szürke, kissé homokos rétegzett agyag, felső részében sárga homok és aprókavics van, tetején 1—2 m vastag zavart, talajfolyásos, repedésekben kioldódásos meszes résszel. A déli részen kemény nagy-konkréciós rupéli agyagmárga, valószínűleg törés mentén bukkan ki. Észak felé, a temető mögött a rupéli emelet felső részébe tartozó glaukonitos molluszkás homokos agyagrétegek, limonitos növényi részekkel mutatkoznak közvetlen fekvőrétegekül. Fauna alapján az összlet eddig nem tagolható. A még hiányzó részletes üledékföldtani elemzés nélkül is kétségtelen, hogy a kisebb üledékváltozásokkal jelzett regressziós rétegsor édesvízi és csökkentsósvízi megkülönböztethető felső tagozata esetleg már a burdigalai emeletbe tartozó szárazföldi, kavicsos tarkaagyag felé vezető átmeneti tag lehet. Ez nem érinti a tengeri faunás rétegek akvitáni emeletbe tartozását, de nem zárja ki az alsó, PÁLFALVY szerint felsőoligocén jellegű flóraelemeket tartalmazó rétegeknek katti emeletbe sorolási lehetőségét sem. A katti emelet jelenlétét vagy hiányát a glaukonitos fekvőrétegekhez való települési helyzet további vizsgálata fogja kideríteni. Minthogy a kőolajkutató fúrások a glaukonitos—lithothamniumos felsőrupéli rétegösszletet Demjén—Noszvaj között 20 km hosszúságban, hasonló kifejlődésben, fedőjében az egrivel azonos rétegekkel észlelték, nincs kizárva az a lehetőség, hogy a téglagyári rétegösszletet a maga egészében a burdigalai emelet regressziós kifejlődésének tekintsük. Ezt az elgondolást, bizonyos mértékig alátámasztja M. RÁSKY KLÁRA, aki az egri flórát az ipolytarnócinál fiatalabb jellegűnek, a salgótarjáni kőszénösszlet flórájához hasonlónak, burdigalai emeletbe tartozónak véli.

A Mátra északi oldalán, a Bükkhegységtől nyugatra, Egercsehi—Ózd—Királd vonalában, valamint a Sajóvölgyben ezt a kifejlődést nem ismerjük. Egercsehi—Ózd—Királd környékén valóban az oligocénvégi kiemelkedés hosszabb tartamát, az akvitáni tengerelöntés hiányát állapíthatjuk meg. A Sajóvölgyben pedig az oligocénvégi kiemelkedést követő nagy lepusztulás nyomán helyenként a lepusztított oligocén rétegeken valószínűleg diszkordánsan települő tengeri burdigalai rétegfoszlányok sora, majd újraindult üledékszakasz, a szárazföldi, most alsóhelvéti emeletbe sorolt barnakőszénösszlet, fokozatosan tengeri tagokkal következik. A szárazföldi lepusztulás néhol még a kőszénösszlet szárazföldi fekvőrétegeit, köztük a jellemző riolittufát is elpusztította. Mindezek azonban nem az akvitáni emelet létjogosultságának kérdéses voltát igazolják, hanem ennek a területnek a felsőoligocént követően, egyenlőtlen kéregmozgási viselkedését, illetve térszíni viszonyait jelzik. Ezt az egyenlőtlen viselkedést pedig a megelőző időszakokban és a következő emeletekben is megtaláljuk.

Az akvitáni emelet megkülönböztetésével és annak miocénhez tartozásával a katti emelethez való viszony még vizsgálatot igényel. Mint láttuk, Schréter Zoltán az akvitáni emeletet a katti emelet szinonímájaként tekinti. Bartkó Lajos az ipolytarnóci rétegösszlet vizsgálatában arra a következtetésre jut, hogy az ottani akvitáni fauna, a fedőjében levő durva konglomerátummal és a lábnyomos homokkővel együtt az oligocénba tartozik. Fedőjében a kőszénösszlet jellegzetes szárazföldi fekvőtagjai, a riolittufával foglalnak helyet. Bartkó helyes érvelése szerint az oligocén jellegzetes regressziós üledékekkel zárul. Említettük azonban, hogy az akvitáni faunájú tengeri rétegek gyakran hasonlóan tengeri jellegű katti emeletbeli rétegekre települnek. A katti emelet pedig legtöbbször csak feltöltődöttségből származó kiemelkedést mutat, megfelelő tengeri üledékképződés nélkül, sőt üledéklepusztulással. Ilyen helyeken az elhatárolás nehezebb, és üledékváltozás esetén is faunaelemzésre vagyunk utalva. Mint láttuk, az akvitáni emeletet legtöbbször üledékhiány vagy szárazföldi lepusztulás jelzi.

Cs. Meznerics Ilona 1955-ben készült, faunisztikai, összehasonlító kritikai vizsgálatában a Cserhát—Mátra (Salgótarján vidéki) miocén rétegösszletét az akvitáni emelettel kezdi. Az alatta levő katti emeletbe a glaukonitos homokkövet, homokos agyagot sorolja s a rétegösszletet regressziós, csökkentsósvízi cyrenás—helixes rétegekkel zárja (Mohora). Az akvitáni emeletbe tengeri faunás *(Glycymeris obovata)* homokrétegek tartoznak, kőszenes nyomokkal (Rétság, Balassagyarmat, Patvarc, Becske és Eger). Ez a rölfogás elfogadható, azzal a föntebbi megállapítással, hogy az akvitáni emelet, utólagos lepusztulás folytán, ebben a tengeri kifejlődésben nem egyenletesen nyomozható, csak egyes helyekre szorítkozó.

Burdigalai—helvéti emelet

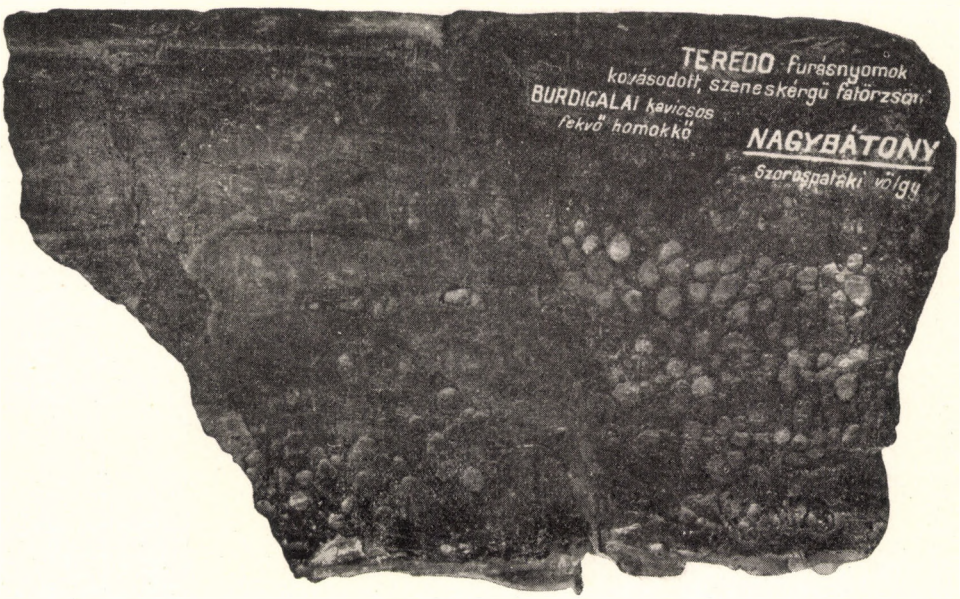
Az oligocénvégi kiemelkedés, és helyenként az akvitáni emeletbeli szárazföldet jelentő lepusztításos üledékhézag után új üledékszakasz indul a burdigalai emeletben. Ez Budapest körül, a pesti oldalon és a Cserhát—Börzsöny között transzgressziós, partszegélyi és partközeli durva kavics, konglomerátum és homok, helyenként bryozoás homokos—kavicsos mészkő alakjában mutatkozik. A burdigalai transzgresszió keleten, a terület egyenlőtlen meghódításával, helyenként még az akvitáni tenger többé-kevésbé lefűződött öbleiben sekélytengeri kavicsos, homokos és laza homokkőrétegekkel észlelhető, nagy *Pecten*-félékkel és egyéb burdigalai faunaelemekkel, amelyek Salgótarján vidékén, helyenként a Sajóvölgyi medencében is éles határ nélkül mutatkoznak. Fölötte szárazföldi kavics-, tarkaagyag- és riolittufaösszlet, valamint tengermenti mocsárlápi barnakőszén, végül tengeri pectenes homok- és homokkősorozat újraindult üledékszakasza mutatkozik. Ennek a rétegösszletnek típusos kifejlődését Salgótarján környékén találjuk, ismertetését fekvőösszletre, barnakőszénösszletre, fedőrétegösszletre és slirösszletre tagolva foglaljuk össze.

Fekvőösszlet

Ebbe a tagozatba, a barnakőszénösszlet alatti, sekélytengeri, lagunás, szárazföldi kavics-, kvarckonglomerátum-, tarkaagyag- és riolittufarétegcsoportot soroljuk, a különböző területrészeken egyenlőtlen, de a települési helyzet szerint jól azonosítható kifejlődéssel.

Salgótarján környékén (Kazár, Mátraszele) a riolittufa fekvőjében levő durva homok- és homokkőrétegek határozottan sekélytengeri jellegűek, jellemző burdigalai nagy *Pecten*-félékkel és egyéb tengeri kagylókkal *(Arca, Panopaea, Cardium, Tellina, Ostrea)* és *Balanus*-félékkel (Cs. Meznerics Ilona, F. K. 1953). A mátraszelei tengeri rétegek lelőhelyéről Bartkó az ipolytarnócihoz hasonló, szenes kérgű kovásodott fatörzset talált, a szenes kérgen fúrókagyló nyomokkal (122. ábra).

Újabb megismerések Salgótarján vidékén az egercsehi kőszénterület körzetében, sőt a Sajóvölgyben is megállapították a jellegzetes burdigalai, tengeri faunás rétegeket is a kőszénösszlet alatti rétegössze tben. Cs. Meznerics Ilona Bekölce riolittufás, durvakavicsos homok-, aprókavicsos kovás homokkő- és agyagos homokrétegeiből, valamint Tarnalelesz apró- és durvakavicsos homokos, riolittufás összletéből Legányi Ferenc gyűjtötte gazdag, pectenes molluszka faunát írt le felszíni föltárásokból. Ezzel egyező, burdigalai emeletre utaló rossz megtartású faunaelemek Sajóvelezd határában is mutatkoznak. A dubicsányi 2. sz. fúrásban 15—31 m között átfúrt tortonai foraminiferás agyagos homok és homokkő, majd 200 méterig átharántolt cardiumos—congeriás, ostreás homokos agyag, agyagos homok, agyag, tufás agyag, tufás homok, apró kavics, szenes agyag, vékony kőszéntelep, Schréter szerint helvéti emeletbe tartozó összlet után



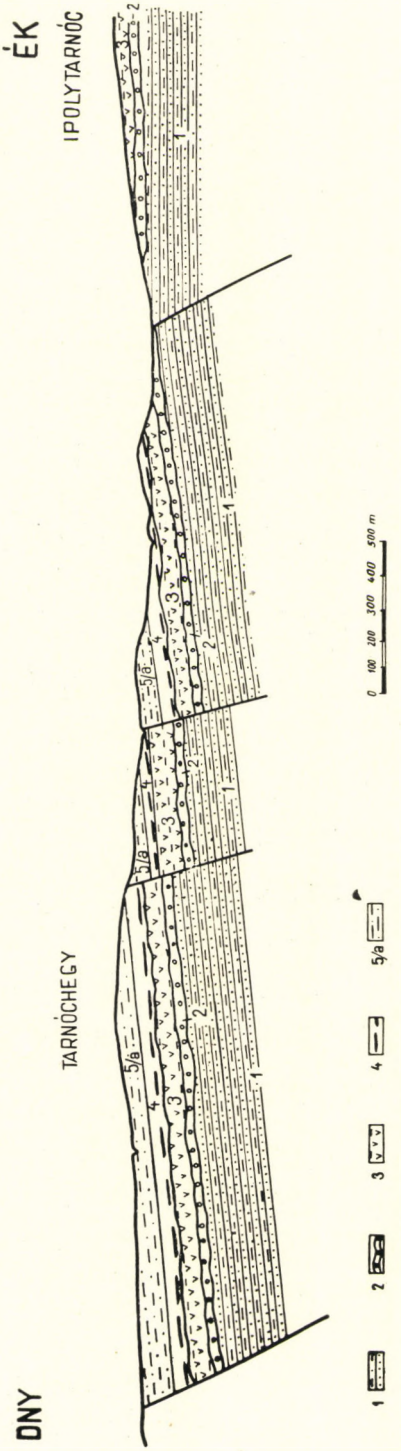
122. ábra. Teredo fúrásnyomok kovásodott, szeneskérgű fatörzsön a burdigalai fekvőösszletből, Nagybátony (Klinda L. felv.)

200—519 m között homok-, kavics- és kvarckonglomerátumrétegek, növénytörmelékes agyagos, foraminiferás homok és laza homokkő a burdigalai tengeri tagozatot képviselik.

Ezek a még folyamatban levő vizsgálati adatok megfontolást igényelnek a Nógrád—borsodi kőszéntelep rétegtani helyzete újravizsgálatának, illetve a burdigalai—helvéti emelet alábbiak szerinti elhatárolásának kérdésében.

A burdigalai regresszió lagunás—szárazulati kifejlődésű tagozatába tartozik az ipolytarnóci klasszikus lelőhely cápafogas homok- és laza homokkő-, lábnyomos kvarchomokkő-, kavics- és kvarckonglomerátum-, valamint riolittufarétegsorozata. A sárga, lábnyomos homokkő helyenként kovásodott. Ásványos összetétele Herrmann Margit vizsgálata szerint túlnyomólag kvarc, glaukonit, kevés földpát, magnetit és pirit; opál és kalcedon kötőanyaggal. Glaukonittartalma nem egyidejű glaukonitképződésből ered, hanem a közeli területen nagy elterjedésű, katti emeletbe tartozó glaukonitos homokkő lepusztításából származik.

Az ipolytarnóci lábnyomos kvarchomokkővel kapcsolatban nagy kovásodott fatörzsmaradványok *(Pinus tarnociensis)* vannak, fenyőtű és egyéb növénylenyomatok-

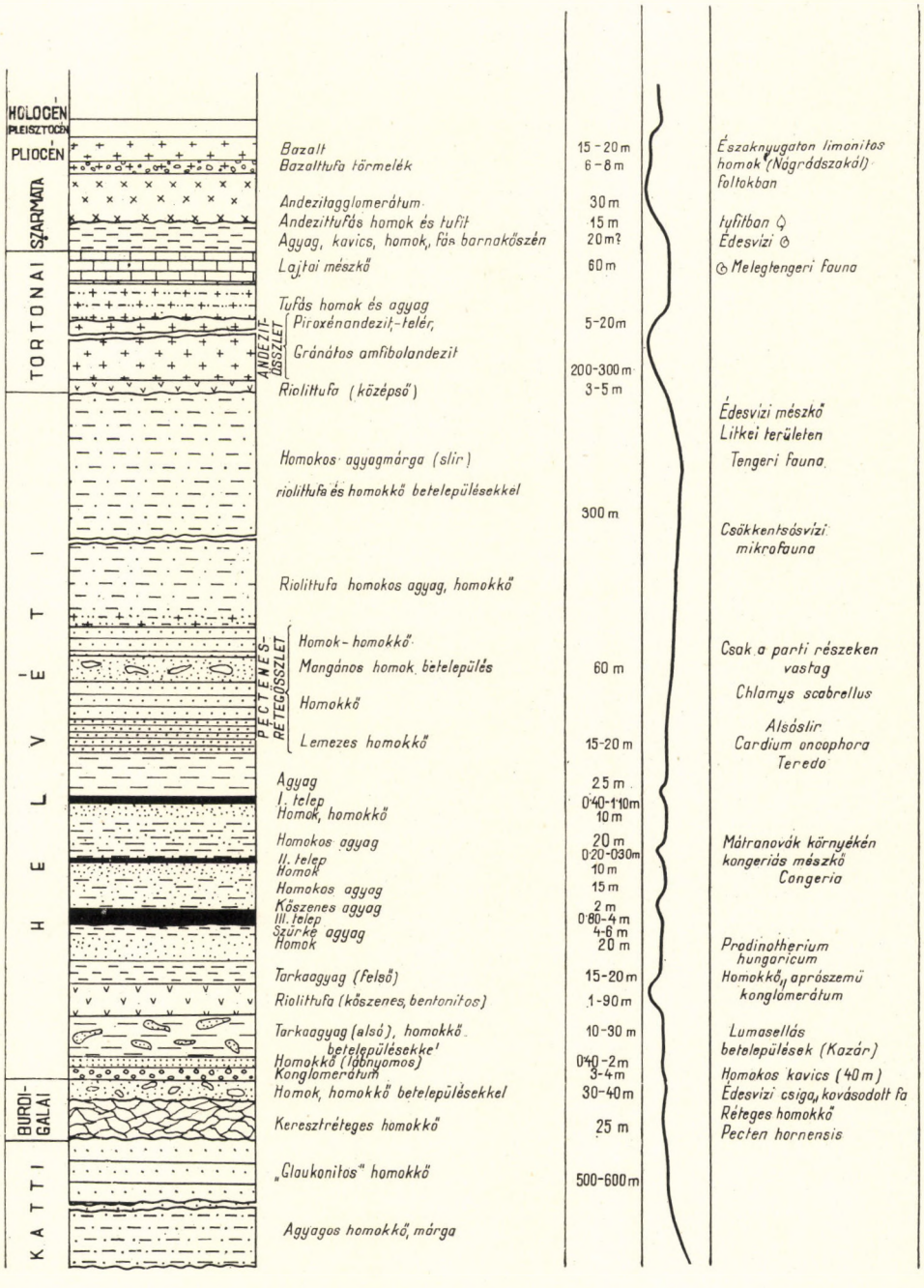


123. ábra. Ipolytarnóc környékének földtani szelvénye (BARTKÓ L. szerint): 1. oligocén homok, homokkő, agyag, márga, 2. burdigalai kavics, konglomerátum (lábnyomos homokkő), 3. burdigalai tarkaagyag és alsó riolittufa, 4. kőszéntelepes összlet és fedőösszlet, 5. chlamyszos homokkő (mangános rétegek), 5a. homokos agyag (4—5a. alsóhelyzéti)

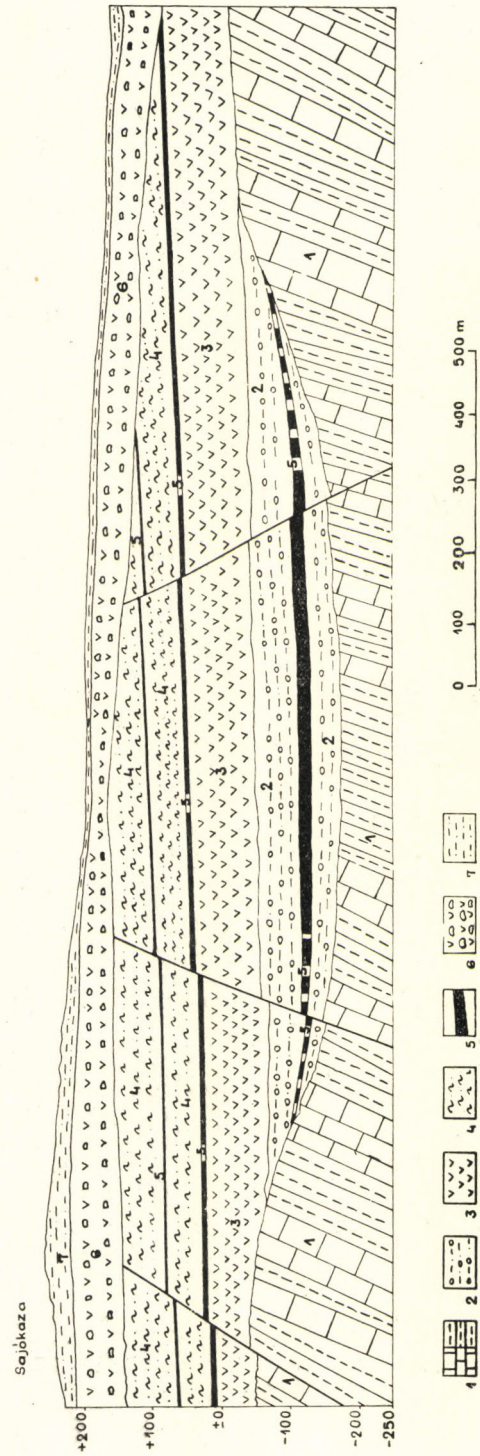
kal, fölötte bentonitos riolittufával. GREGUSS PÁL az ipolytarnóci kovásodott famaradványok újravizsgálatával a *Pinus tarnociensist* *Pinuxylon lambertoides* elnevezésre módosította, a ma élő amerikai rokonságra utalással, ami azonban nem helytálló. Nevezéktanilag tehát *Pinuxylon tarnociensis* marad. Ezenkívül *Sequoioxylon* sp., *Pinuxylon albicauloides* n. sp. és három más *Pinuxylon* fajt, továbbá *Keteleeria?* sp., *Palmoxylon sabal*, *Carpinoxylon?* sp., *Laurinoxylon aniboides* n. sp., *Laurinoxylon müller-stolli* n. sp., *Dryoxylon silvaticum* fajokat írt le. Ezek szerint a kovásodott fák között két fenyő-, négy lombosfa- és egy pálma-féle van. A *Dryoxylon silvaticum* a bakonyi helvéti szárazföldi kavicsösszletben gyakori (289. o.). GREGUSS szerint az ipolytarnóci fák mérsékelt csapadékú, tengermenti szubtrópusi éghajlatra utalnak. Újabb kritikai megfontolás szerint inkább meleg, nedves, tengermenti szubtrópust (alárendelten trópust) jelentenek, fagynélküli éghajlattal, pálmákkal, páfrányokkal. ANDREÁNSZKY GÁBOR szerint az egri flóránál fiatalabbak, viszont a kőszénösszlet flórájánál idősebb jellegűek.

Az újabban nagy fölületen föltárt lábnyomokban TASNÁDI-KUBACSKA ANDRÁS három madár, *Aceratherium* sp., kis orrszarvú-féle, *Trilophodon praetipica* TASN. (a *Mastodon angustidens* alakkörének ősi formája), *Prodinotherium hungaricum*, egy ragadozó (puma-féle) és két őszarvas *(Palaeomeryx, Cervulina)* nyomait ismerte föl. A lábnyomos homokkő helye, TASNÁDI-KUBACSKA szerint, édesvízi forrásfakadási itatóhelynek minősül. Az üledékképződés mindenképpen lefűződött, sekélyvízű tómedencében történt.

A megelőző denudációs térszín egyenetlenségei szerint a kőszénösszlet szárazföldi fekvőtagjai egyenlőtlen kifejlődésűek, sok helyen hiányoznak. A fekvőkavics- és konglomerátumösszlet a homok- és tarkaagyagrétegekkel váltakozik. Kavicsanyaga durva, dió—tojásnagyságú, sok óriásgörgeteggel, nem nagy gömbölyödöttséggel. Legnagyobbrészt kvarc, kvarcit, BARTKÓ szerint hidrokvarcit és kovásodott nummuliteszes kőzetekkel. Az utóbbiak valószínűleg északról származnak. Az agyagból *Prodinotherium*, a homokból a *Trilophodon praetipica* TASN., *Mastodon* alakkörbe tartozó legősibb forma, állkapocsmaradványa került ki, mocsári növényekkel.



124. ábra. A Nógrádszakál környéki miocén rétegösszlet összevont rétegsora (BARTKÓ L. szerint)



125. ábra. Az északborsodi barnakőszénösszlet települési helyzete (Radócz Gy. szerint): 1. karbon, 2. katti, 3—4. alsóhelvéti, 5. kőszén, 6. szarmata, 7. pannóniai—pleisztocén

Riolittufa. A nógrádi barnakőszénösszlet biztos és legjellegzetesebb fekvőtagja, a helvéti emeletbe tartozó változó vastagságú (0—50 m), helyenként hiányzik (Sajóvölgy).

Ez a többnyire rétegzetlen, sekélyvízbe, részben szárazföldre hullott vulkáni tufa, a helvéti—tortonai és szarmata emelet folyamán többször megismétlődött riolitkitörések alsó riolittufa szintje. A nógrádi barnakőszénösszlet fekvőjében lényegében még a szárazulati agyag-, kavicsrétegösszlethez kapcsolódik, amelyet a burdigalai regresszió képződményeként tekintünk, éles elhatárolási lehetőség nélkül. A helvéti emeletet nyitó transzgressziós nógrádi barnakőszénösszlettel, település, növényi maradványok, kőszenes részek és kovásodások szerint, összefüggő alsó riolittufa gyakorlatilag a helvéti emeletbe sorolható. Kőzettanilag is változatos, finomszemű, tömött egyneműtől, durvaszemű biotitkristályos, horzsaköves fajtákig. Tufitos, homokos—agyagos betelepülések, bentonitos részek, kovásodások, néhol riolitbombák is vannak benne. Barnakőszén csíkokat, rétegeket, néha félméteres, kiékelődő barnakőszéntelepet is tartalmaz. Bartkó szerint Ipolytarnócon 40—50 m vastag alsó tagozata gazdag flórájú tufit, fölötte horzsaköves tufa, szenesedett levélmaradványokkal, szenesedett szár- és ágrészekkel, valamint kovás—szenes fatörzsekkel. A tufa felső része ikrás szövetű, hidrokvarcitos (menilites) betelepülésekkel. A tufa Kisterenyén két tagozatban 90—74 m vastag. Flórája trópusi—szubtrópusi és mediterrán elemekből áll. Greguss vizsgálati eredmé-

nyei a kovásodott fákról egyeznek tehát az ipolytarnóci riolittufa gazdag flórájából adódó ökológiai adatokkal (JABLONSZKY). Ezt a flórát új gyűjtésekkel kiegészítve M. RÁSKY KLÁRA újra földolgozta, és délkeleti Ázsia mai trópusi—szubtrópusi flóraegyüttesére utalónak minősíti. A 37 család 73 genuszába tartozó, 143 fajból álló flóraegyüttes összjellege M. RÁSKY KLÁRA alapos kritikai értékelése szerint a burdigalai emeletnél föltétlenül idősebb jellegűnek bizonyul.



126. ábra. Kovásodott nummuliteszes mészkőkavics a helvéti kavicsösszletből, Nagyoroszi (KLINDA L. felv.)

ID. NOSZKY szerint az alsó riolittufa nyugaton szárazföldi, keleten vízben rakódott le. Eredetileg is egyenlőtlen vastagságú volt, és már a keletkezés szárazföldi időszakában is sok helyen lepusztult, így mai elterjedése hiányos. Nyugaton, a Cserhátban Haláp határáig észlelhető. Kelet felé, a kőszénösszlet fekvőjében, sok kihagyással, a Sajóvölgyben Parasznyáig, Kurittyánig, a fúrási adatok szerint Dubicsány—Dövény határáig található. Rétegtani helyét települési helyzete szabja meg. TELEGDI-ROTH szerint Bükkszéken a denudált katti emeletbeli rétegek felső határát jelzi. Hasonló helyzetű az istenmezei bentonit és riolittufa is, ami a keresztrétegzett glaukonitos, aprókavicsos, kovásodott fát, növényi maradványokat, gyér *Ostrea* héjtöredékeket tartalmazó, egyenetlen felszínű katti homokkőre települt.

Barnakőszénösszlet

ID. NOSZKY kezdetben az akvitáni emeletbe sorolta a kifejlődés típusát jelző salgótarjáni barnakőszénösszletet. Ezen az alapon 1922-ben ide soroltuk az ezzel azonosított borsodi összletet is. Ez a szárazföldi fekvőrétegekkel kezdődő mocsári és édesvízi, majd fokozatos tengerelöntést jelző rétegösszlet,

a maga egészében mindenütt jól megkülönböztethető földtörténeti szakasz, mindenképpen új üledékciklust jelez. A megelőző, helyenként tengeri jellegűnek ismert akvitáni emeletbe sorolt képződményekkel sehol sem jut közvetlen kapcsolatba, az újabban fölismert és több helyen kimutatott burdigalai, nagy pectenes tengeri rétegektől a szárazföldi fekvőösszlettel és a riolittufával jól



127. ábra. Unio a pilinyi III. telep fedőagyagban (Bartkó L. felv.)

elhatárolható. Vitatható azonban az utóbbi és a telepösszlet elhatárolása, ami egyelőre úgy oldható meg, hogy a fekvőösszletet kavics, konglomerátum, homok, tarkaagyag és riolittufa tagjaival a burdigalai emeletet záró regressziós szakasznak tekintjük, s a kőszénösszletet, az újra előretörő tengermenti üledékképződés transzgressziós szakaszának kezdetéül vesszük. A tenger és szárazföld partvonalának többszörösen változó helyzetével állunk itt szemben, jellegzetes transzgressziós kőszénképződést létesítő mocsárvilággal, parti láperdőséggel. Ebben a vonatkozásban a Nógrád—borsodi kőszénösszlet, az újabb adatok kritikai értékelésével, alsóhelvéti emeletbe sorolható, Salgótarján vidékén, valamint az Egercsehi—ózdi területen is a szárazulati kavics-, agyag-,

riolittufa- és kőszénösszlet helyenként eltérő módon települ a katti emelet fölismerhetően előzőleg diszlokált és denudált rétegeire.

A nógrádi háromtelepes barnakőszénösszlet üledékképződési jellegzetessége a fokozatos süllyedéssel járó, tengerelőnyomulást igazoló kifejlődés. Az alsó telep közvetlenül az említett szárazföldi tarkaagyag zöldesszürke összletére települ. Ebből, növényi maradványokon kívül, különböző nógrádi és sajóvölgyi bányaföltárásokból gerinces maradványok (*Mastodon*, *Prodinotherium*, *Aceratherium*, teknősök) kerültek ki. A három telepet 15—20 m vastag, alul agyagosabb, felül homokosabbá váló közti, meddő rétegek választják el. Az alsó (III.) telep közvetlen fedőjében, tengermenti keletkezést jelző, elöntésre utaló *Teredo* nyomok is vannak (122. ábra). A középső (II.) telep fedőjében *Congeria brardi*- és *Congeria clavaeformis*-tartalmú rétegek, csökkentsósvízre utalnak. Végül a felső (I.) telep fedőjében teredós sötétszürke, fekete, palás agyag, helyenként homokos rétegváltakozással, féregmászási és egyéb fenéklakó, iszaplakó szervezetek lakóhely nyomaival (Nagybátony, Tiribes; XLIV. tábla), majd cardiumos, ritkábban *Oncophora*-tartalmú rétegek vagy kvarckavicsos homokrétegek, megfúrt kavicsokkal, pelitbevonatos, lapos kavicsokkal (128., 129. ábra) esőcseppnyomokkal, *Pecten*, *Cardita*, *Anomia* maradványokkal, a síkparti üledékképződés jellegzetes száradási formáival a tenger állandósulását jelzik.



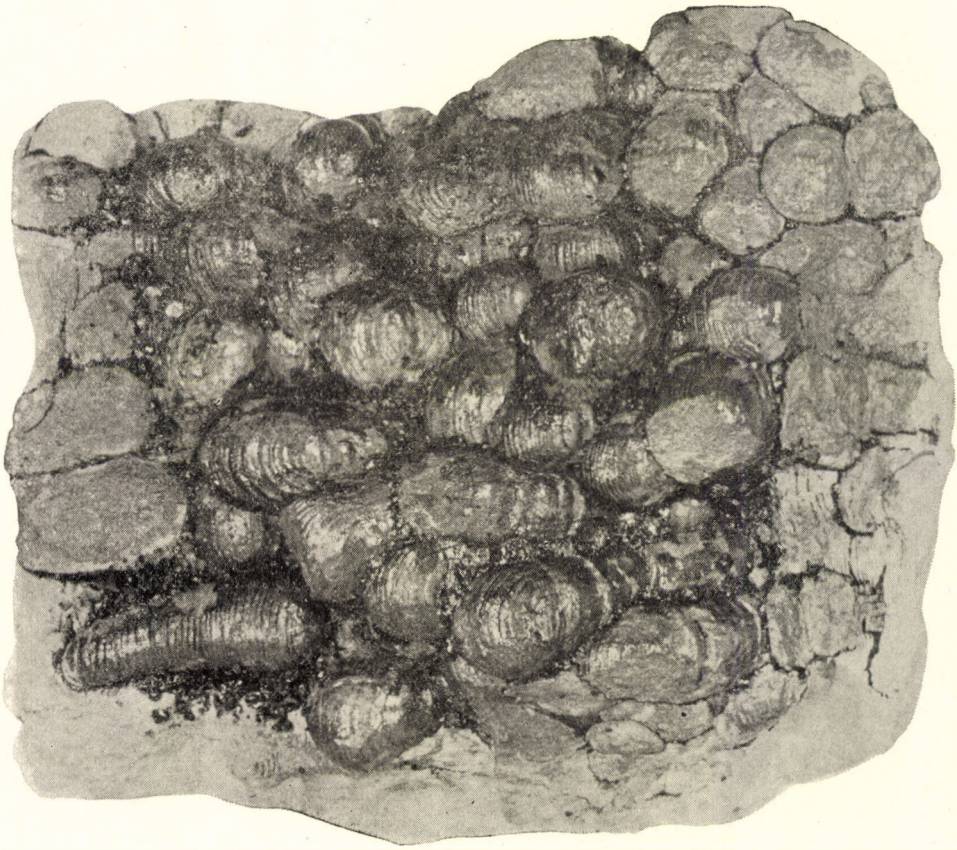
128. ábra. Lapos, repedezett, tengerparti kavics, Nagybátony (I. telep közvetlen fedője), (KLINDA L. felv.) eredeti hosszúság 8 cm

A salgótarjáni telepösszlet flóráját M. RÁSKY KLÁRA a fekvőrétegekből kikerült flóraelemek szerint burdigalai emeletbe sorolta, és az ipolytarnóci flórától lényegesen



129. ábra. Lapos, repedezett, tengerparti kavics, Nagybátony (I. telep közvetlen fedője), (KLINDA L. felv.) eredeti hosszúság 14 cm

különbözőnek, az egri flórához hasonlónak találta. Simoncsics Pál pollenvizsgálatai a kőszénből túlnyomólag zárvatermőket mutattak ki, kiegyenlített, csapadékban dús, meleg szubtrópusi éghajlatra utaló növényi társulással. A kőszénképződés sekélyláppal indult, majd *Myrica*, *Betula*, *Taxodium* és újabb *Myrica—Betula* láperdő mutatkozik az alsó telepben. A felső telepben mélylápi, majd sekélylápi alakulat után, *Myrica—Betula* és *Myrica—Taxodium* láperdők váltják egymást. Ez a flóraalakulás a transzgressziós kőszénképződés megismétlődő térszíningadozását, parteltolódását igazolja.



130. ábra. Martesia sp., Kisterenye (Klinda L. felv.)

A három telep, részben utólagos lepusztításból, részben keletkezésbeli hiányból nincs meg mindenütt. A Sajóvölgyben a kőszénösszlet, többtelepes kifejlődésben, közti telepekkel mutatkozik, fokozottabban tengermenti jelleggel, ostreás közbetelepülésekkel, a helvéti emelet egészét kitöltő módon. Nyugat felé viszont, a kőszénképződés fokozatos csökkenésével, a kőszénösszlet kimarad, a Cserhátalján már tengeri rétegek nyomozhatók. A Börzsönyhegység keleti medenceperemi részén újból kimutatható, majd dél felé csak édesvízi nyomokban van a Budapest környéki homok—kavicsösszletben is. Kimarad a kőszénösszlet kelet felé is, a Bükkalján és annak déli, medenceperemi részén, valamint a Mátraalján is. Egertől kezdődően legföljebb csak a szárazföldi fekvőrétegek és a riolittufa nyomozhatók.

Észak felé, az említett sajóvölgyi kőszénösszlet kifejlődéséig, Ózd—Királd szakaszáig a kőszénösszlet a felsőoligocén glaukonitos homokkő- és agyagképződmények erősen denudált, egyenetlen térszínére, a szárazföldi riolittufával diszkordánsan települ. Riolittufitrétegek vannak az I. telepben is. Velezdtől keletre, a Bánvölgy—Dubicsány—Disznóshorvát—Kurittyán vonalban a riolittufa, sőt az egész szárazföldi fekvőösszlet, erőteljes eróziós lepusztításból következőleg hiányzik. Legtöbbször a föltételezett tengeri burdigalai rétegek is lepusztultak. A településszlet néhol közvetlenül a karbon alaphegységre (Galgóc, Disznóshorvát, Ormosbánya) vagy a felsőoligocén alsó tagozatára, sőt a rupéli összletre települ. Ezt a réteghiányos diszkordáns településsel mutatkozó, nagymérvű szárazföldi lepusztítást ALFÖLDI LÁSZLÓ a sajóvölgyi településszleten belül, a II., III., IV. és V. telepek fedőrétegeiben abráziós diszkordanciának minősíti, a partszegély ingadozása miatt nagy területen érvényesülő hullámveréssel, ami a megfelelő teleprészeket már szénült, megkeményedett állapotban érte. Ez a jelenség a kőszénülés viszonylag gyors folyamatára utal, ami egyébként a tengermenti (paralikus) karbon kőszénterületeknek is általánosan ismert jelensége, sőt újabban LÁDA ÁRPÁD a mecseki, hasonló kifejlődésű kőszénösszletben is kimutatta eróziós hatásokkal. VITÁLIS SÁNDOR a nógrádi településszletben és telepekben észlelt hasonló egyenlőtlenségeket eróziós kimosásnak tulajdonítja.

Fedőrétegösszlet

A barnakőszénösszlet fedőjében, a salgótarjáni körzetben szenes, sötétszürke agyag vagy homokos agyag van. Néhol finomszemű, világosszürke és sötétszürke, vékonyrétegesen váltakozó agyag mutatkozik. Csendesvízi lagunaüledék. Az I. telep közvetlen fedője fekete szenes agyag, amelyben helyenként *Teredo* telepeken kívül VITÁLIS SÁNDOR egészen különleges iszaplakó alakokat talált (XLIV. tábla). Ezekkel kapcsolatban kvarchomokkő, néhol durvahomok, *Pecten*, *Cardita*, egyes korallok, jellemző tengeri faunaelemek vannak. Másutt *Cardium* és gyér *Oncophora* csökkentsósvízre utal. Az erre következő fedőrétegösszlet, a pectenes homokkő, sárga finomszemű homok és táblás—pados homokkő, *Chlamys* körébe tartozó, néha kőzetalkotó mennyiségben fölhalmozódott kagylóteknőkkel és *Corbula gibba* tömeges megjelenésével. Ez az ID. NOSZKY szerint 20—80 m vastag, határozottan sekélytengeri összlet a Mátrában és Borsodban is jellemző alakban nyomozható. Transzgressziós jellegét mutatja, hogy sok helyen közvetlenül idősebb tagokra, sőt az alaphegységre húzódik reá, barnakőszénösszlet nélkül is. Közelparti keletkezését, szubneritikus jellegét barnakőszénlencsék vagy -zsinórok, kovásodott fa és növényi részek jelzik. Felső részében mangános nyomok, agyagos közbetelepülések is vannak, sekélyvízi képződésre utaló hullámveréses, csúszásos jelenségekkel (Mihálygerge). Úszadékfából keletkezett barnakőszénlencsék és kiékelődő telepnyomok is mutatkoznak.

Ezt a rétegösszletet CS. MEZNERICS ILONA legújabb faunavizsgálata, különösen a *Pecten*-félék alapján, helvéti emeletbe sorolja. Szerinte a helvéti emeletbe tartozik a szárazföldi fekvő tarkaagyagösszlet a riolittufával, a barnakőszénösszlet és az I. telep fedőjében levő cardiumos, az újabban fölismert oncophorás rétegekkel összefüggő, pectenes rétegösszletegyüttes. Az üledékciklus egységére nézve ez egészen közömbös ugyan, mégis, a faunabizonyíték *(Pecten, Oncophora)* üledékföldtani tekintetben a dunántúli helvéti (Brennberg) és helvéti—tortonai határon (Várpalota) levő kőszénképződéssel való egységesítést ősföldrajzilag is egyszerűsíti.

Slirösszlet

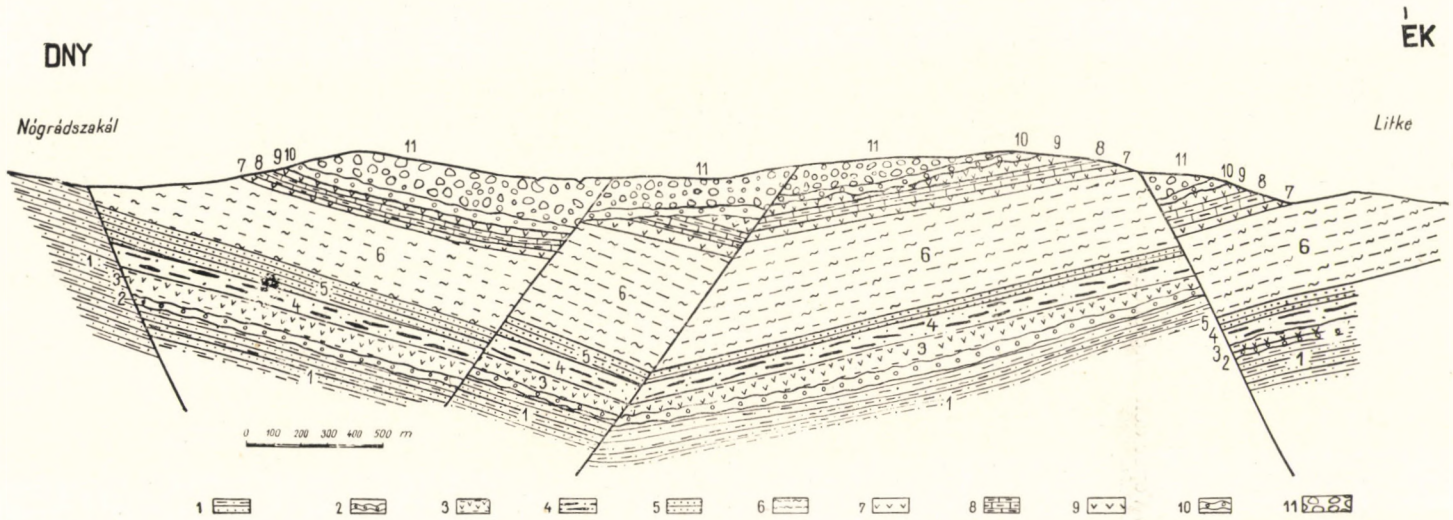
A pectenes homokkőösszlet fokozódó agyagtartalommal, jellegzetes slir faunájú homokos agyagösszletbe megy át. Ez Budapest környékétől, különböző megszakítottsággal, a nógrádi, hevesi és borsodi területrészeken egyforma kifejlődésben jól fölismerhető. Fölfelé fokozódó riolittufa anyaggal keverten agyagos tufit-, majd riolittufarétegekkel kapcsolatos, amelyek helyenként gazdag tengeri faunát is tartalmaznak. Ez a felsőhelvéti riolittufa a középső riolittufát képviseli, általánosan fölismerhető szintjelző jelleggel. A vul-



131. ábra. Alsóhelvéti homok márgabetelepüléssel, Egyházasgerge (Dömök T. felv.)

káni területeken az alsótortonai andezitösszlettel jól elhatárolható, a Dunántúlon és a Bükkalján pedig dácit vagy dácit-, illetve riolittufával, az alsótortonai rétegekben is folytatódó vulkánosságot jelöl.

Bartkó a slirösszlet vastagságát 400—500 méterre becsüli. Alsó tagozatát, faunája alapján, csökkentsósvízinek tartja, középső tagozatát, teljes tengerelárasztással, tiszta sósvízinek, a felső tagozatot, a vulkáni tufa kezdetével, föltöltődéses kiemelkedő szakasznak tekinti. Id. Noszky a slirrel illetve a helvéti emelettel kapcsolatban utalt a keleti és a nyugati területrészek kifejlődési különbségeire. A cserháti slirben, alsó homokos, középső agyagos—riolittufás és felső márgás, ugyancsak riolittufabetelepüléses kifejlődést különböztetett meg. Nyugaton, a Börzsöny körül azonban a slirösszlet alsó része szárazföldi kavics, homok és agyag, helyi jellegű gyenge minőségű, kiékelődő barnakőszénteleppel (Nógrádverőce, Zebegény). A középső szint a tulajdonképpeni slír jellegű agyagos homokkő, riolitvulkáni nyomokkal (Nógrád), a felső részben bryozoás mészkő és konglomerátum van. Ez utóbbiakat id. Noszky vegyes kifejlődésű helvéti emeletnek mondja, és kimutatja a keleti jellegzetes slirkifejlődéshez való kapcsolatokat, Budapest vidékéig terjedően is.



132. ábra. Nógrádszakál környékének földtani szelvénye (Bartkó L. szerint): 1. oligocén homok, homokkő, agyag, márga, 2. burdigalai kavics, konglomerátum (lábnyomos homokkő), 3. burdigalai tarkaagyag és alsó riolittufa, 4. kőszéntelepes összlet és fedő, 5. chlamyszos homokkő (mangános rétegek), 6. márga, agyag, homokbetelepüléssel (4—6. helvéti), 7. tortonai középső riolittufa, 8. tortonai tufa, agyag és mészkő, 9. felső riolittufa, 10. kavics, konglomerátum, 11. andezitagglomerátum (9—11. szarmata)

Mindezekből kitűnik, hogy a helvéti emelet slirfáciese folyamatosan süllyedő medencerészben keletkezett sekélytengeri képződmény, északnyugaton, nyugaton és délen szárazföldi vagy partszegélyi kavics- és homokösszlettel (Börzsöny, Budafok), Litkén a nógrádverőceihez és zebegényihez hasonló édesvízi tufás mészkővel *(Planorbis, Limnaea)*. Az utóbbi fedőjében ostreás, növénylenyomatokat tartalmazó tortonai rétegek vannak. Vitális Sándor és Bartkó Lajos újabb összefoglaló vizsgálatai szerint a pectenes rétegek és a slirösszlet együttese a nógrádi medenceterületen a peremi partmenti kőszénképződés medencebelseji, heteropikus kifejlődését képviseli (132. ábra).

A nógrádi medencében, a Diósjenő—Nógrád körüli durva kavicsos—homokos helvéti összlet tovább is nyomozható kelet felé, Acsa—Becske—Szanda vidékén is. Mindenütt föltűnő jellegzetessége a szlovákiai triász, anizusi—ladini jellegű mészkőkavicsok jelenléte. Acsa községben kevéssé koptatott, fehér textuláriás eocén mészkőkavicsok is találhatók. Valamennyi föltétlenül szintén közeli, északi származásra utal. Nincs kizárva az a lehetőség, hogy a Vepor déli előterében egy lepusztult, elsüllyedt mezozóos vonulat jelenlétével számolhassunk.

Ezeken az általános kifejlődési jellegeken belül vannak további, helyi jelentőségű fáciesváltozások is. Ilyen a Horusitzky Ferenc említette püspökhatvani brachiopodás slirfácies, aminek mását a Mecsekhegységben, Komló és Budafa között ismerjük.

Schréter az Egercsehi—ózdi szakaszon a slirösszletet, a Salgótarján vidékivel való egyeztetéssel, alsó részében a felsőburdigalai, felső, tufás részében a helvéti emeletbe sorolta. Az utóbbi, részben a föntebb említett álláspontnak (Cs. Meznerics Ilona) felel meg. Tény az, hogy a pectenes homokkőösszlet a slirrel összefüggő egységes üledékképződési folyamatot képvisel, egészben véve a helvéti emeletbe sorolható, bár a slir, faunája és az agyagos részleg túlsúlya szerint elhatárolható. A Sajóvölgyben, kelet felé, a pectenes összlet elvékonyodik, ugyanakkor a barnakőszénösszlet többtelepes, tengermenti jelleggel erősen kivastagodik (200—300 m). A slir már a Bükkhegység északnyugati szegélyén kimarad, s a középső riolittufa a Sajóvölgy déli oldalán kisebb-nagyobb megszakításokkal Miskolcig követhető.

Tortonai emelet

A miocén összlet legkiterjedtebb és legszembeötlőbb idetartozó képződménye a változatos összetételű vulkáni sorozat. Rétegtani helye szerint, az egész vulkáni területen, a Szentendre—visegrádi vonulatban, a Börzsönyhegységben, a Cserháthegységben, a Mátrában, a Bükkhegység körül, valamint az országhatárig terjedő Tokaj—hegyaljai vonulatban, egészben véve, minden tagozatában a fedőhegységhez tartozik.

A felszíni vulkáni képződmények a megelőző, különböző szintbe tartozó tufarétegektől és idősebb vulkáni kitörésektől eltekintve, legnagyobb részt a tortonai emeletbe tartoznak. Tagozódásukat, kifejlődésüket, megjelenési alakjukat és egymásutánjukat összefoglalóan id. Noszky ismertette. A stájer hegységképződési szakasszal kapcsolatos vulkánosság első terméke a slirhez vagy azzal egyenértékű rétegekhez kapcsolódó riolittufa (középső riolittufa). Mint láttuk, Budapesttől kezdve azonos rétegtani helyzetben fölismerhető, a Cserhát északkeleti részén, a Mátrában és a Bükkhegység alján, változó, sokszor tetemes vastagságban (100 m). Kitörési helyét nem ismerjük, valószínűleg a medenceperemi déli szárazföld szegélytörései mentén foglalt helyet. A tufaanyag szárazulati, rétegzetlen, néhol rétegzett, vízben lerakódott, a Bükkhegység nyugati részén tengeri faunát tartalmaz, tehát tengerbe hullott. A leülepedés módozatainak megállapítása az egyes területrészeken még részletes üledékkőzettani vizsgálatot igényel.

A középső riolittufa fölött a piroxénandezitösszlet: láva, tufa, agglomerátum, breccsia sorozata következik. Ezek részben rétegvulkáni alakulatok, lávafolyások, vagy hasadékvulkánok. Id. Noszky a Cserháthegység zömét adó piroxénandezitképződményekben, a mélyebbre süllyedt területeken rétegvulkáni lávafolyásokat, a kiemelkedett részeken pedig hasadékkitöltő teléralakulatokat állapított meg. Az utóbbiak 1—2 métertől néhány száz méterig terjedő szélességűek (Szanda, Hollókő), többnyire ferde síkban hajlók, nem álló helyzetűek. Kőzetanyaguk mélyben rekedt kihülésre utalóan, aprókristályos. A lávaárak felszínre folyt üveges, hólyagos szövetűek. A Cserhátban a legszebb telérrendszer észlelhető.

Hasonlóan alakul a Mátrahegység vulkáni képződményösszlete is, amiről szintén Noszky adott nagyon vázlatos földtani képet. Szerinte a Mátra vulkáni összlete 400—500

m vastag, nyugat felé csökken, a Cserhátban már csak 200 m. A Börzsönyhegységben újból vastagabb, 300 méterre is tehető.

A Bükkhegységben a tortonai vulkánosságból csak a középső riolittufa mutatkozik. A piroxénandezitképződmények alárendeltebbek, a hegység déli és északnyugati oldalán kisebb foszlányokban találhatók.

A Tokaj vidéki vulkáni vonulatokban a tortonai emeletbeli andezitképződmények kisebb szerepűek, a vulkáni tevékenység zöme a szarmata emeletre esik.

A tortonai emelet alsó részébe tartozó vulkáni sorozatra, transzgredáló módon, változatos kifejlődésű, gazdag faunájú lajtamészkőösszlet települ. Az erre vonatkozó nagyszámú faunaleírásra és Noszky összefoglalásaira utalva, itt csak a lajtamészkőösszlet partszegélyi kifejlődését és a vulkáni főkitörési időszakot követő képződését vesszük figyelembe. Ennek megfelelően, a lithothamniumos, molluszkás, bryozoás mészkő, mészhomok alakjában található lajtamészkőkifejlődés, valamint annak turritellás—pleurotomás tufás homok- és agyagfáciesei, a tortonai emelet felső tagozatába tartoznak. Mai elterjedésük, a Szentendre—visegrádi hegységben, a Börzsönyhegységben, a Cserhátban és a Mátrahegységben mindenütt egykori tengerszegélyt jelez, egymással jól párhuzamosítható módon. Kétségtelenül igen erős utólagos lepusztulás maradványaiként kisebb-nagyobb foszlányokban mutatkoznak. Kelet felé, a Bükkhegység nyugati szegélyén, Szilvásvárad, Egercsehi, Mikófalva között néhány foltban található, azon túl hiányzik, és a középső riolittufa fölött települt riolittufás anyagú fehér mészmárga és agyagmárga helyettesíti. Ez a föltűnő lajtamészkőhiány nem magyarázható az egykori nagyobb elterjedésű lajtamészkő lepusztulásával, a tengeri üledékképződés kiemelkedéssel járó kimaradását jelenti. Tovább észak felé ugyanis a lajtamészkő a Sajóvölgyben is teljesen hiányzik, bár itt a szarmatában és a pannóniai emeletben is igen nagymérvű lepusztulással kell számolnunk.

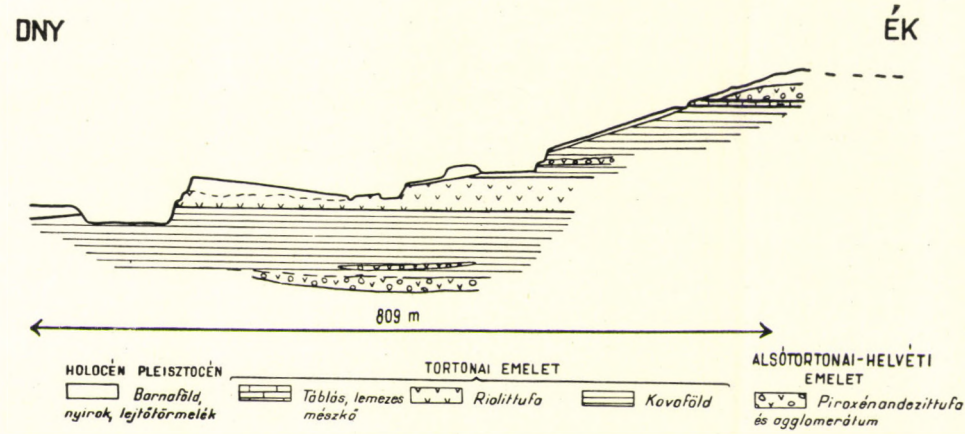
Északkelet felé, a Tokaj—hegyaljai vulkáni vonulatban, az országhatárig seholsem mutatkozik. Itt mindenütt a felsőtortonai emeletbeli vagy fiatalabb vulkáni képződmények vannak felszínen. Ezek alatt, a füzérradványi fúrásban, Schréter szerint 140—440 m között a tortonai emelet, sőt a helvéti (szerinte burdigalai) slirkifejlődés volt megállapítható.

Id. Noszky rámutatott a lajtamészkő szintkérdésére, amely a vulkáni összlettel kapcsolatban felsőtortonai emeletre rögzítődik. Dunántúl, a vulkáni összlet kimaradásával, a tortonai emelet egészében változatos vastagságú édesvízi, csökkentsósvízi és tengeri üledéksorozatot találunk, amelyek a vulkáni területen ilyen alakban hiányoznak. Az andezittufarétegek közé települt édesvízi rétegek kőszénlencsékkel (Dömös) jelezhetnek ilyenféle üledékképződési lehetőséget, szárazföldi vulkanizmussal kapcsolatban. A tengeri üledékképződésben a mészkő és különösen a fauna melegebb vízre utal. A fauna változatossága is a tengervíz fizikai viszonyainak sokféleségét jelenti, aminek következtében az üledékek biogén anyaga néhol túlsúlyra jut. A lajtamészkőképződést megelőző vulkáni képződmények szárazföldi jellegét az egyenlőtlen térszínalakuláson kívül helyenként kovás édesvízi mészkő, leveles diatomás rétegekkel bizonyítja (Szokolya, Szurdokpüspöki, Gyöngyöspata). Horusitzky Ferenc utal arra, hogy a tortonai emeletbeli kifejlődések nem egyidejű, hanem hasonló idejű fáciesek. Szerinte a tortonikum csak a mélyebb medencerészeken tagolható, míg a kiemelt tektonikus hátakon mindvégig lajtamészkőfácies keletkezett. Szerinte a tortonai emelet első üledéke a mélyebb medencerészeken a heterosteginás márga- és meszes homokrétegekkel egyidős agyagfácies. Fölötte clypeasteres márga mutatkozik, és ezek leülepedése után „alakult ki a lajtamészkőfácies". Ez a fáciesviszony még budapesti és dunántúli vonatkozásban is tisztázásra szorul.

Id. Noszky a Mátra délnyugati részén, Szurdokpüspöki és Gyöngyöspata között riolittufa, tufás márga, vékonyleveles diatomás kovás márga és táblás hydrobiás mészkő váltakozó rétegösszletét a szarmata emelet aljára helyezte. Szerinte, ezek alsó rétegeiben *Lithothamnium* nyomok is vannak. Hasonló hydrobiás rétegek Kozárd fölött a cerithiumos

mészkő fekvőjében vannak, Apc mellett pedig (hasznosi Várhegy) a diatomás rétegek fölött valószínűleg felsőszarmata konglomerátum van.

A Mátrahegység délnyugati szélén az 5,5 km hosszú, 3 km széles, öbölszerű Gyöngyöspatai medencében jelentős kovaföld föltárások mutatják a felsőtortonai rétegösszlet változatos kifejlődését. Az innen származó kovaföld-minták *Diatomea*-alakjait Chenevière (1933) Szurdokpüspöki és Gyöngyöspata között csökkentsósvízinek, a szurdokpüspöki kastélydombi anyagot tengerinek, a gyöngyöspatait édesvízinek minősítette. A gyöngyöspatai teljes egészében föltárt rétegsor Horusitzky Ferenc, Schréter Zoltán és Sz. Hajós Márta újabb rétegtani vizsgálatai szerint riolittufával megosztott 45 m vastag alsó kovaföldösszletből és 60 m vastag felső kovaföldösszletből áll. A medence-aljzatot, a kovaföldösszlet fekvőjét az alsótortonai szárazulati andezittufa egyenetlen, eróziós térszíne adja, amelyből édesvízi teknős *(Testudo strandi)* és emlősmaradványok *(Palaeomeryx, Brachypotherium)* kerültek ki.



133. ábra. A gyöngyöspatai medence földtani vázlata (Sz. Hajós M. szerint)

Az andezitösszlet egyenetlen térszínére nyilvánvalóan eróziós diszkordanciával települő alsó kovaföldösszlet Sz. Hajós Márta kovaalga vizsgálatai szerint, édesvízi—csökkentsósvízi képződmény. Alsó kétharmadában (30 m) zöldesszürke, agyagos, meszes, bitumenes, gyakorlatilag értéktelen kovaföldrétegekből áll, tömött, kristályos szemcsés, sárgásszürke 15—20—40 cm vastag lemezes mészkőrétegekkel váltakozva, vékony (1—10 cm) bentonit és andezittufa kiékelődő közbetelepüléseivel. Az agyagos—meszes kovaföldrétegek csökkenő mész- és agyagtartalommal, fokozatosan sárgás, majd hófehér, vékonyleveles tiszta kovaföldösszletbe mennek át, mely az alsó föltárás felsőbb (10—15 m) tagozata. Az alsó és felső tagozatot jellegzetes 20—30 cm vastag sötétszürke, oxidációs részeken sárga, finomréteges, hidrokvarcit választja el. A rétegösszlet egészében, szétszórtan szervesmaradványokat, az alsó tagozatban szenesedett növényi részeket, a felső tagozat leveles kovaföldjében levéllenyomatokat, ezenkívül *Hydrobia stagnalis* és *Ostracoda* héjakat, valamint édesvízi és csökkentsósvízi halmaradványokat *(Clupea longimana, Lenciscus* sp.) tartalmaznak. Egyes réteglapokon a Hydrobiák tömeges megjelenése közelebbi paleoökológiai magyarázatot igényel.

Az alsó kovaföldösszlet közvetlen fedőjében 25 m vastag riolittufa települ. Alsó része szürkésfehér, laza durvaszemű, horzsaköves, kissé meszes, csigakőbelekkel és héjtöredékekkel. Fölfelé középszemű, majd finomszemű, apró horzsakőszemcsékkel, apró gömböcskékkel teljesen mészmentes. Szivacstűket, gemmulákat, ritkábban héjtöredékeket tartalmaz. Rétegzetlen; de kétségtelenül vízben lerakódott anyag.

A felső kovaföldösszlet 60 m vastag, a riolittufából fokozatos átmenettel, kovaföldes tufit-, tufás kovaföldrétegekkel kifejlődő tengeri jellegű kovaföldrétegekből áll. Anyaga nagyon meszes, vastagpados, közbetelepült 0,2—1,0 m vastag átmosott and zittufás és riolittufás rétegekkel. Legfelső rétegei laza kovaföldrögökből állanak, helyenként köbméteres andezitgörgetegekkel. Az utóbbi a tortonai emelet végén bekövetkezett regressziót követő szarmata szárazföldi lepusztítás eredménye lehet.



134. ábra. A szurdokpüspöki kovaföldösszlet csökkentsósvízi alsó feltárása (Sz. Hajós M. felv.): RT riolittufa, M montmorillonitos közbetelepülés, H hidrokvarcit, P pannóniai



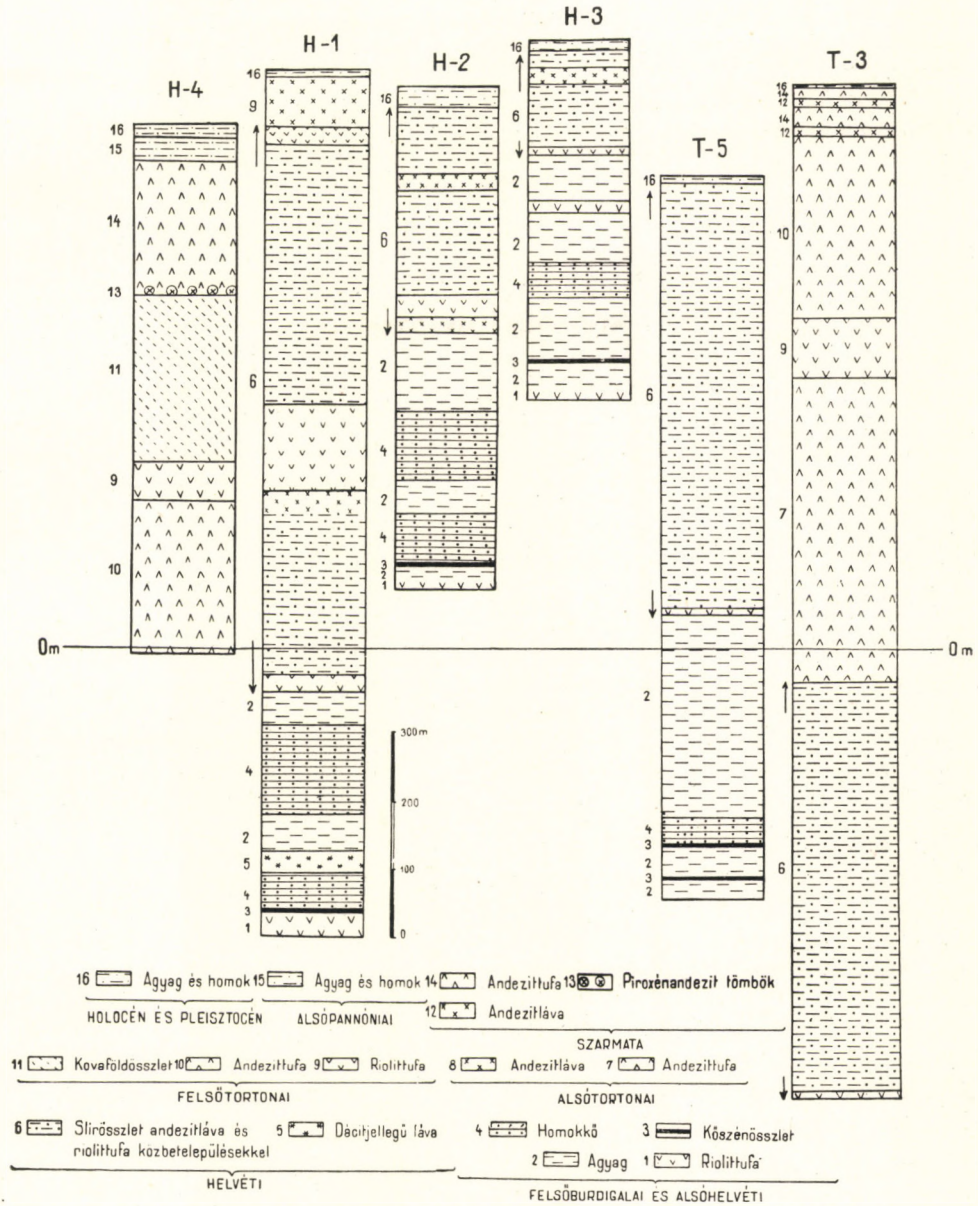
135. ábra. Részlet a diatomitbányából, Szurdokpüspöki (Pellérdyné felv.)

A felső kovaföldösszlet a tengeri kovaalga-féléken kívül, Szilikoflagellátákat, Foraminiferákat és viszonylag gazdag tengeri molluszkákat, Ostracodákat *(Cytheridea mülleri, Cytheridea acuminata)*, halfogakat és halpikkelyeket tartalmaz, Schréter szerint *Ervilia-*, *Cardium-*, *Corbula-*, *Meretrix-*, *Venus-*, *Pecten-*, *Ostrea*-féléken kívül *Pereiraia gervaisi* és *Natica* is van a faunában. Az említett faunaelemek határozottan tortonai emeletre utalnak, kétségtelen tengeri jelleggel, de nem szükségszerűen rendes sótartalommal. Utalhatunk itt a szentgáli pereiraiás rétegek hasonló faunájára, amely ott közvetlenül az édesvízi, melániás rétegekre települ. A *Pereiraia gervaisi* vastaghéjú alak inkább melegebb vízre utal, korántsem szintjelző, mert eredeti lelőhelyén, Spanyolországban, Portugáliában felsőburdigalai—helvéti emeletet jelez (Berkeley—Cotter, Service géol. Portugal XXXVI. Supl. 1956).

Schréter Zoltán szerint ehhez az összlethez tartozik egy vékony szerpulás mészkőréteg (szerpulit), és a medenceszegélyen partszegélyi andezitbreccsia és foraminiferás, meszes andezitkonglomerátum is. A riolittufa közvetlen fedőjében pedig a környéken vékonyréteges mészkő, majd apró andezitkavicsos, ostreás konglomerátum, meszes andezittufitos homok és laza homokkő, *Foraminifera, Serpula, Ostrea* és *Pecten* töredékekkel mutatkozik. Ezenkívül Schréter még a heterosteginás, lithothamniumos lajtamészkő maradványokat is a kovaföldösszlet fedőjébe tartozónak valószínűsíti. A hegyoldalban mutatkozó lajtamészkő fúrásban is sárgásbarna, likacsos, réteges alakban jelentkezett, kovásodott rétegekkel, Foraminiferákkal. A kovásodás a tortonai—szarmata emelet határát jelző vulkáni utóműködésből ered, a Budapest-rákosi vasúti bevágásban ismert, hasonló rétegtani helyzetű hidrokvarcittal azonos módon.

Ezek szerint az egész kovaföldrétegsor, részleteiben még vizsgálatra váró rétegeivel, az alsótortonai andezitösszletre települt helyzetével, a lajtamészkőig bezárólag az egész felsőtortonai emeletet kitöltő, váltakozó édesvízi és tengeri rétegekből áll. Kétségtelen, hogy az alsótortonai szárazföldi andezitvulkánosság utáni lassú tengerelőnyomulás, sekély lagunamedencéje, váltakozó édesvízi és csökkentsósvízi üledékösszlettel, ami Hidason és Szentgálon is megtalálható. Az egész összlet *Pereiraia gervaisi*-tartalmú, ostreás rétegei, mai ismereteink szerint, nem rendes sótartalmú tengerre utalnak, csökkentsós, legföljebb majdnemsós jellegűek lehetnek.

A gyöngyöspatai felsőtortonai különleges esztuárium jellegű édesvízi—csökkentsós—tengeri képződmények kisebb-nagyobb lepusztulásos foszlányokban a felszínen nyomozhatók a Mátra nyugati peremén, Jobbágyi—Szurdokpüspöki körül, észak felé pedig Pásztó, Hasznos, Tar körüli öblözetekben. Jellegzetes rétegsorral tárta föl az 1942-ben lemélyített h a s z n o s i 4. sz. kőszénkutató fúrás, amely Vitális Sándor meghatározása szerint 19 m vastag andezitrögöket és görgetegeket tartalmazó agyagos pleisztocén rétegek után, 31 m-ig sárgásbarna, homokos, andezitkavicsos alsópannóniai emeletbe sorolható agyagrétegeket, majd 104 m-ig, tarka agyagos (vörös, sárga, barna, zöld) finomabb-durvább szemcsés andezittufa, helyenként bentonitos rétegösszletét harántolta, alsó tíz méterében hatalmas piroxénandezittömbökkel és rögökkel. Ez az andezittufaösszlet nem eredeti piroklasztit, hanem a megelőző alsótortonai piroxénandezitösszletnek, a szarmata emeletben történt szárazföldi lepusztítási terméke, folyóvízi származású, a sajóvölgyi szarmatával azonos másodlagos hidropiroklasztit. Ez a durva andezittömbös szarmata szárazföldi összlet, nyomokban megvan a gyöngyöspatai kovaföldösszlet fedőjében is. Ez alatt a hasznosi 4. sz. mélyfúrásban mintegy 200 m vastag, a gyöngyöspatai felsőtortonai kovaföldösszlettel azonosítható rétegösszlet mutatkozott, az alábbi részletezéssel: 104—111 m fehér csökkentsósvízi diatomás kovaföld, 111—129 m sárgás, tufás kovaföld *(Foraminifera, Cardium, Ervilia)*, 129—134 m zöldes csillámos tufaanyagos, meszes agyag *(Foraminifera, Cardium, Ervilia, Mactra, Dentalium, Spatangus*-tüske, *Ostracoda)* 134—148 m agyagos andezittufit, tengeri faunával, 148—151 m fehér mészmárgás kovaföld *(Foraminifera)*, 151—156 m sárgászöld, tufás, kovaföldes meszes agyag *(Foraminifera, Echinus*-tüske, csigatöredék, *Ostracoda)*, 156—157 m csillámos—meszes, laza durvahomokkő *(Foraminifera,* szivacstűk), 157—187 m sárgás tufás, kovaföldes mészmárga *(Foraminifera, Ervilia, Cardium, Hydrobia* kőbelek, tüsketöredékek, *Ostracoda* és halpikkelyek), 187—194 m zöld és barna, homokos—agyagos kovaföld (faunával), 194—202 fehér, tengeri faunás kovaföld, Sz. Hajós Márta szerint tengeri Diatomeákkal, 202—216 m fehér, sárga és szürke horzsaköves kovaföld, 216—220 m tufás fehér tavikréta, édesvízi és csökkentsósvízi *Diatomea*-félékkel, csigahéjtörmelék-



136. ábra. Hasznos környéki fúrások összehasonlító rétegsora

kel, 220—221 m szürke hidrokvarcit, 221—225,4 m szürke finomszemű riolittufa, 225,4—225,7 m palás agyagos barnakőszén, 225,7—235 m zöldesszürke riolittufa, 235—305 m alsótortonai, durvább-finomabb andezittufaösszlet, alján (7 m) kővelőszerű rétegekkel. A gyöngyöspatai kovaföldösszlet alsó, csökkentsósvízi és felső tengeri tagozatával szemben, a 104—111 m közötti csökkentsósvízi diatomás rétegek többletként mutatkoznak, a tortonai emeletet záró regresszió tartozékául.

Ennek a viszonylag jobban tagolt fúrási rétegösszletnek a gyöngyöspataival azonos rétegtani helyzete és kora kétségtelen. Kifejlődésében is a gyöngyöspataihoz hason-

lóan alsó édesvízi és csökkentsós, valamint felső tengeri tagozata van. Föltűnő különbségként mutatkozik a riolittufaösszlet, mely a hasznosi szelvényben kétségtelenül az édesvízi alsó tagozatot képviseli. Vastagsága az eddigi gyöngyöspatai ismertetés szerint, az alsó édesvízi és a felső tengeri tagozat közé iktatott, kevésbé részletezett riolittufáéval egyezik. Mindenképpen a helvéti—tortoneleji riolitvulkánosságnak az andezitkitörést követő megújulását jelzi.

Figyelmet érdemel, hogy a Tar—Hasznos körüli mintegy 18 km² területen lemélyített 10 fúrás közül a tortonai lagunás kovaföldrétegösszlet, a megfúrt terület déli részén, csak egyetlen fúrásban mutatkozott. A többi fúrásban csak az alsótortonai andezitösszlet, sőt annak hiányával csak a helvéti rétegösszlet különböző tagozata volt, ami a tortonai emelet végén kiemelkedett területrész igen jelentős szarmatabeli szárazföldi lepusztítási folyamatának következménye. Ebből ered a távolabbi cserháti és mátrai területrészek oligocén—alsómiocén rétegösszleteinek lepusztítottsága és a tortonai rétegek foszlányos jelenléte is.

A Mátra vidékiekkel azonosíthatók a szokolyai hasonló diatomás rétegek is, amelyeket ID. NOSZKY az ottani felsőhelvéti homokos slirrétegekre települt, elvékonyodott alsótortonai andezitösszlet fölötti édesvízi mészkőképződményekkel a tortonai emeletbe sorolta. BÁLDI ujravizsgálata szerint a szokolyai kovaföld és kovás agyag felsőhelvétinek bizonyult, és fedőjében vannak a tortonai faunás rétegek (282. o.). Idetartozónak valószínűsítettük Szentendrén, a dömörkapui kőfejtő völgybejáratán található, az előzetes vizsgálat szerint édesvízinek minősülő leveles kovapalarétegeket, míg a mogyoródi, andezittufával kapcsolatos, tengeri kovaalgás rétegek azonosítása a folyamatban levő vizsgálatoktól várható. Hasonló diatomás leveles márgarétegek vannak SCHRÉTER szerint a Bükkalján, Novaj és Geszt körül is.

Üledékképződési teljesség okából említjük a tortonai vulkáni összlethez tartozó vulkáni utóhatások hévforrás üledékeit, melyek hidrokvarcit vagy kovásodás alakjában sok helyen észlelhetők. ID. NOSZKY kovásodást említ a cserháti lajtamészkőben és a felsőszarmata szárazföldi agyagrétegekben is. Vulkáni utóhatásra vezeti vissza az andezitösszletre települő kovaföldösszletek édesvízi mészkő és hidrokvarcit melegvizű forrásokból származtatott üledékeit is. A Mátrában hidrotermális képződésű vagy elbontású kőzetek terjedelmes telér alakban vagy tömzsben mutatkoznak, s ezekkel kapcsolatban Gyöngyösorosziban érdemleges szulfidos ércesedés is van.

A vulkánosság folyamatosságát, savanyúbb riolit anyaggal a tortonai emelet egészében, a lajtamészkőrétegekben a Cserháthegységben is észlelhető vékony riolittufabetelepülések is jelzik, gyakori bentonitos elváltozással is.

Szarmata emelet

Az Északi és Északkeleti Középhegység-tagozatokat egybefoglaló fedőhegységi területeken a szarmata emelet rétegösszletei a pesti oldalhoz csatlakozóan, északkelet felé, nagyon elszórt, egymástól távoleső lepusztulási maradványok felszíni kibúvásaiban nyomozhatók. Ezek a többnyire szintén lösszel födött maradványok HORUSITZKY FERENC szerint a viszonylag kiemeltebb helyzetű rögök közötti mélyedésekben foglalnak helyet. A közbeeső részeken lepusztultak vagy födve vannak. A Börzsönyhegység északi részén a Cserhát és a Mátra északi és déli előterében, szigetszerű vagy öbölszerű módon, a Bükkhegység déli és északi oldalán többé-kevésbé összefüggő vonulatként megtalálhatók. Kifejlődésükben a jellegzetes alsószarmatának minősülő cerithiumos—erviliás mészkő mellett cerithiumos agyag és homokos rétegek is vannak.

Ezenkívül kétségtelenül jelentékeny szárazföldi és folyóvízi rétegösszletek, barnakőszén és vulkáni képződmények teszik változatossá a sorozatot.

A Börzsönyhegység északkeleti részén, a Borsosberénke—Nagyoroszi körül, 250—280 m tszf. magasságban szarmata előtti tönkfelszínen az alsótortonai andezitösszletre települt durvahomokos, andezitkavicsos rétegek vannak, amelyeket Horusitzky helyesen „poszttortonainak" jelzett. Ezek, helyenként keresztrétegzettséggel, felsőszarmata szárazulati, folyami képződmények.

Id. Noszky a Cserhátban a szarmata rétegeket a lajtamészkőhöz képest regressziós jellegűeknek minősítette. Ezt az egész országra nézve általánosnak tartjuk, noha az idevágó irodalomban ellenkező megállapítások is vannak. Schréter szerint általánosságban a szarmata rétegek „eltérő rétegzéssel, helyenként látszólagosan egyező dűléssel települnek a megelőző korszakok képződményeire, egyebek között a tortonai emelet képződményeire is".

Id. Noszky szerint „a többnyire apró roncsokkal, illetve felbukkanásokkal képviselt alsószarmáciai képződmények" faunisztikai és rétegtani tekintetben jellegzetes kifejlődésben találhatók a Cserháthegység területén. Leggyakrabban cerithiumos durvamészkő- és homokos mészmárgakifejlődésben, helyenként kavics, homok és homokkő, növénylenyomatokkal és kovásodott fatörzsekkel (Buják) és szürke cerithiumos agyag, kőbeles—lenyomatos, lumasellás rétegekkel vagy szárazföldi csigákat *(Galactochilus)* tartalmazó meszes homokkővel (Sámsonháza, Vanyarc). Az alsószarmata rétegek sorrendje mindenütt a mészkővel kezdődik, s erre következnek az agyagos, homokos rétegek. A mészkő partszegélyi képződmény, a többi is partközeli. A szárazulati rétegek mindig a lepusztított tortonai lajtamészkőre vagy andezitösszletre eróziós diszkordanciával települtek, sokszor andezitkavicsokat, görgetegeket is tartalmaznak. Vékony rétegekben riolittufaközbetelepülések is vannak. Ennek a rétegösszletnek vastagságát Noszky 60—100 méterre becsüli.

A Mátrahegységben is ismerünk szárazföldi csigákat tartalmazó agyag- és homokrétegeket. Ezeknek faunája még részletesebb vizsgálatra vár. Schréter szerint ezek is az alsószarmatát képviselik. Hasonló kifejlődésben Szentendréről is említettük a szarmata emeletet, de ez a kifejlődés a keleti területrészeken általánosnak tekinthető. A cerithiumos mészkőhöz való viszonyát még nem ismerjük.

Horusitzky határozottan rögzítette a Cserhátalján, a Mátráig terjedőleg, a tengeri és szárazföldi szarmatának elterjedési viszonyait, s úgy találta, hogy Pásztó község északi szélén jelölt kelet—nyugati határvonaltól északra csak szárazföldi, helicidás szarmata (felsőmiocén) üledékek vannak. A pásztói 1. sz. fúrás, jellegzetes alsópannóniai rétegösszlet alatt, 100—287 m között, alsó részében tufaanyagú rétegösszletet harántolt, jellemző szarmata csökkentsósvízi faunaelemekkel *(Pirenella picta, Mohrensternia, Trochus, Murex, Hydrobia, Modiola, Syndesmia, Limnocardium)*, amelyek alsó- és középső-szarmatát, esetleg a szarmata emelet egészét képviselhetik (310. o.).

A szarmata emelet felső részébe sorolható szárazföldi kavics-, konglomerátum- és növénylenyomatokat, kovásodott fát tartalmazó homokos—agyagos rétegösszlet nagy elterjedésére utaló részletek vannak a Cserhátban és a Mátrában is. Noszky szerint a lajtamészkőre, andezitre vagy az alsószarmata rétegek többé-kevésbé lenyesett, eróziós felületére települnek, s mocsári csigákat és koptatott Cerithiumokat tartalmaznak. Pásztótól északra, továbbá a Cserhátalján, a Zagyvavölgyben, Acsáig, Galgagyörkig terjedően találhatók. Kőzetanyaguk kavics, konglomerátum, agyag vagy édesvízi mészkő. Noszky szerint a Cserhátban, a mélyre vetett részeken, andezitre támaszkodva

mutatkoznak. Legnagyobb elterjedésben a Mátrában, Horusitzky pásztói vonalától északra, kristályos alaphegység kavicsaival, ritkábban az andezit nagy tömbjeivel mutatkoznak. A Cserhát középső és déli részén a kavicskonglomerátum között és azt helyettesítve, szárazföldi zöldes agyag és homokos rétegek szárazföldi és édesvízi csigákkal, kovásodott fatörzs darabokkal és növényi részekkel ismeretesek. Riolittufabetelepülések, homokos tufitrétegek, faopál és kovásodott farészek mutatják az egyidejű vulkáni tevékenységet és annak utóhatásait. A tufából gerinces csontmaradványok kerültek ki (krokodilkoponya). Ezekkel azonos az említett szentendrei zöldesszürke agyag és kavics, ugyancsak közbetelepült riolittufával. Noszky a Mátrától északra, Litkén, *Planorbis*-tartalmú, tavi meszes rétegeket sorol ide. A Mátra délkeleti részén durvább és finomabb törmelék, homokos rétegek, kovásodott fa és hidrokvarcit, helyenként szenes rétegekkel mutatkozik. Noszky ezeket a szarmata emelet felső „meoti szintjébe" helyezi.

A szarmata rétegek a belsőcserháti medenceöblözetekben elterjedtebbek, a Mátrahegység nyugati pereméig megtalálhatók, többnyire pleisztocén vagy nehezen elhatárolható, hasonló kifejlődésű alsópannóniai rétegekkel födve. Ilyen jellegzetes rétegekkel mutatkozott a hasznosi 4. sz. kőszénkutató fúrásban 19—31 m között alsópannóniai durva homok és andezitkavicsos agyag, majd 104 méterig terjedően vörösesbarna, zöld, finomabb és durvábbszemű agyagos, bentonitos andezittufarétegekkel, amelyeket szarmata eróziós lepusztításból származó folyóvízi képződménynek tekinthetünk. Ezt a tortonai andezitösszlet lepusztításából való származtatást igazolják az összlet alján, a bentonitos agyagos tufában észlelt hatalmas piroxénandezittömbök, amelyek hasonló módon találhatók a felszínen is, a gyöngyöspatai felsőtortonai kovaföldösszlet tetején. Az andezittömbös agyagos—bentonitos tufa alatt, a hasznosi 4. sz. fúrásban is, teljes felsőtortonai kovaföldösszletet harántoltak (304. o.).

Ugyanilyen andezittufás, folyóvízi, átlós rétegzettségű kavics-, homok- és laza konglomerátumrétegek, valamint tufaanyagú andezitagglomerátum van az északnógrádi határszélen, az Ipoly mellett, Nógrádszakál fölött is, amit Bartkó ismertetett. Hatalmas amfibolandezitgörgetegeken és tömbökön kívül igen sok, kristályos alaphegységből származó kvarc-, kvarcit-, gneisz-, fillit-, gránitkavics, sőt nagy gránittömbök is vannak benne. Ezeknek az irodalomban található, délről, az Alföld felőli származtatása egészen valószínűtlen. Az Ipolyvölgyben kézenfekvő, a közeli Vepor kristályos tömegéből eredésük, ennek a tömegnek egészen közeli, a szarmata emeletben még felszínen lehetett részéből. Erre utal a kavicsok, rögök és hömpölyök viszonylag csekély görgetettsége és nagyméretű volta is.

Schréter szerint a szárazföldi szarmata kavics anyaga túlnyomólag apróbb és nagyobb kvarckavics, alárendelten kristályos pala- és gránitanyaggal. A lajtamészkő közelében kisebb-nagyobb lajtamészkőrögöket is tartalmaz. Kovásodott fatörzsdarabokon kívül, a felsőbb rétegek közé települt zöldesszürke agyagmárgában szárazföldi csigák *(Helix, Clausilia, Cyclostoma)* mutatkoznak. Többnyire ehhez kapcsolódik a riolittufa 3—10 m vastag rétegösszlete is.

Egercsehi—Mikófalva körül, a megelőzőleg erősen lepusztított helvéti (slir) és tortonai képződmények maradványaira eróziós diszkordanciával durva kavics, három riolittufaréteggel (10—15 m) váltakozó keresztrétegzett homokkő-, homok- és zöldagyagos tufitösszlet települ. A kavicsban áthalmozott tortonai faunaelemek, a helvéti emeletből származó kovásodott fatörzsek *(Taxodioxylon sequoiadendri* Andr.), kvarcit, vörös radiolarit, homokkő, lajtamészkő és zöldköves biotitamfibolandezit anyag, az agyagos rétegekben alsószarmata növénylenyomatok *(Acer, Platanus, Fagus, Carpinus)* vannak. A tufitból édesvízi Diatomák, szivacstűk és szárazföldi csigák *(Tacheocampylaea doderleini, Planorbis, Triptychia)* kerültek ki. Ezek a rétegek a Bükkhegység délnyugati oldalától észak felé több-kevesebb folytonossággal nyomozhatók a Sajóvölgyig, ahol az andezitagglomerátumos, kavicsos, tufás összlethez kapcsolódnak. Ezekből a Bükkhegység körüli riolittufás, andezittufitos szárazföldi képződményekből több helyről kikerült flóramaradványok (Mikófalva, Bánfalva, Dédestapolcsány, Szilvásvárad, Bánhorváti, Nagybarca, Uppony, Tardona) Andreánszky Gábor monografikus tanulmánya szerint alsószarmatát jeleznek.

A Bükkalján, a cerithiumos rétegek kíséretében, régi kutatások szerint, kőszenes nyomok voltak Bogács körül. A Mátra délkeleti és a Bükkhegység délnyugati részén a szarmata összlet nagyobb felszíni elterjedésben látszik, míg a Bükkhegység keleti részén, a Mátra délkeleti részén, Verpelét—Egerbakta—Bogács körül, Schréter szerint, a zöldesszürke szárazföldi csigás agyagrétegek közé, kőszenes rétegeken kívül, vékony cerithiumos mészkő is települ. A szárazföldi csigás agyagréteg, Eger területén át, Felső-

tárkányban öbölszerűen nyúlik bele az alaphegységbe. Felsőtárkányban a riolittufit, fekete, szenes agyag szenesedett növényi maradványokkal és kovásodott farészekkel, *Helix*-nyomokkal, mocsári keletkezésre utal. Fölötte szürke, homokos, palás agyag, homok és agyagos laza homokkőrétegek következnek gazdag flórával, ami — ANDREÁNSZKY beható vizsgálata szerint — felsőszarmata korú. A Bükkhegység délkeleti előterében homokos—agyagos, riolittufás kifejlődésben, nem nagy vastagságban Miskolcig nyomozható, ahol szintén andezittufás összlethez kapcsolódik. A Bükkhegység északi fedőhegységében és a Sajóvölgy mindkét oldalán nagyon jellegzetes szárazföldi szarmata kavicskonglomerátumos, andezittufás agglomerátumösszletet találunk. A tufás közbetelepülésekben szarmata jellegű növénylenyomatok vannak. Ennek törmelékanyaga kristályos alaphegységi durva kvarckavicsból és nagy andezithömpölyökből áll.

A Bükkhegységtől északra, a Bódva völgyében, Szendrő mellett, a riolittufás összletben bányaművelésekkel föltárt földes—fás barnakőszéntelepössszlet, BALOGH vizsgálatai szerint, a szarmata emeletbe tartozik. Tovább északkeletre, az országhatárig terjedő Tokaj—zempléni határvidék vulkáni képződményei, a velük kapcsolatos cerithiumos tufarétegek szerint, a szarmata emeletbe tartoznak. A keleti határvidéken, SCHRÉTER újabb megállapítása alapján, a szarmata emeletet szürke és sárga agyag, alárendelten kiékelődő homok és durvamészkő, néha homokkő, közbetelepült limnokvarcit, diatomás leveles márga és vékony riolittufarétegek képviselik. „A származiai emelet felső részébe" szárazföldi eredetű törmelékkúp, kvarckavics, helyenként konglomerátum tartozik, ami az akkor még felszínen levő kristályos alaphegységből származik. A tortonai rétegcsoport fedőjében, a füzérradványi 440 m mélységű fúrás szerint, a szarmata emelet 140 m vastagságúnak mutatkozott. Fölötte vastag breccsiás—konglomerátumos horzsaköves riolittufa, a felszínen általános elterjedésben észlelhető, helyenként jellemző szarmata faunaelemekkel *(Cerithium rubiginosum, Modiola volhynica)*, kovásodott részekkel is. Nyilvánvaló, hogy a teljesen közömbös faunaelemektől függetlenül, ezek a riolit- és andezitkitöréssel is kapcsolatos képződmények, a szarmata emelet egészét képviselik, szárazföldi képződmények túlsúlyával. A szarmata emelet felső részének szárazföldi kifejlődése a dunántúli részektől kezdve, az ország minden részében általános jellegként, a keleti részeken mindinkább fokozódó mértékben fölismerhető. A szarmata emelet itteni üledékképződési viszonyainak jellemzésére még meg kell említeni, hogy HORUSITZKY a Cserhátalján a riolittufarétegekkel együtt szarmata mészkővel kapcsolatos bentonitrétegeket említ. Ugyanezt említettük Budapest körül (Tétény—Sóskút—Kőbánya) is. Ez a riolittufás bentonitosodás tehát általános halmirolitos jelenség a magyarországi alsószarmata üledékképződésben. Fokozottabb mértékben mutatkozik a riolittufával kapcsolatos bentonit a Tokaji hegység szárazulati képződményeiben, helyenként (Erdőbénye) a riolittufa egyenetlen térszínén, kovasavas hévforrásokkal táplált kisebb-nagyobb medencékben, édesvízi diatomás kovafölddel, kaolinos lencsékkel, fedőjében hidrokvarcit tömbökkel, kovásodott növénymaradványokkal. Ez a keletkezési mód a halmirolitos bentonitképződésnek melegvízhez kötött voltára utal. Vizsgálatra vár még a bentonitos anyag kérdése a hasznosi fúrás felsőszarmata összletének alján. Ez esetleg átmosott lehet. Ezeket az ország északi területrészén és keleten nagyobb kiterjedésben, nagyobb vastagságban, csaknem összefüggően nyomozható szárazföldi, kavicsos szarmata képződményeket nyugat felé mindinkább csökkenő mértékben, de jól azonosítható módon megtaláljuk. Idegen kőzetkavicsaik, a sajóvölgyi kvarckavicsok is, északról származtathatók.

Kétségtelen, hogy az Északkeleti Középhegység tárgyalt területein a szarmata emelet felső részét képviselik a szárazföldi rétegek. Ugyanezt találjuk a Dunántúl minden fedőhegységében, leghatározottabban Sopron vidékén, majd a Bakonyban, sőt a Mecsekhegységben is. KÓKAY JÓZSEF vizsgálata szerint Várpalotán az alsótortonai kőszénösszlet fölött először szárazulati—édesvízi szarmata összlet, majd erre következő csökkentsósvízi rétegösszlet, végül fás—szenes édesvízi csigákat tartalmazó rétegek következnek. Az utóbbiból kikerült növénymaradványok a szarmata emelet alsóbb tagozatára utalnak (ANDREÁNSZKY). Ugyancsak alsószarmatának minősül az erdőbényei, tállyai, mádi, rátkai, füzérradványi, abaújszántói, tolcsvai flóra is. A szarmata emelet felső részében tehát, a fedőhegységi területrészeken mindenütt medenceszegélyi kiemelkedés és folyóvízi, eróziós pusztítással kapcsolatos kavicsos konglomerátumképződés általánosítható. A szárazföld létezését igazolják a gyér gerinces maradványok, melyek eddig csak az alsószarmata rétegekből kerültek ki *(Mastodon, Rhinoceros, Listriodon, Brachypotherium, Palaeomeryx, Testudo,* krokodil?). SCHRÉTER a magyarországi szarmata rétegek kifejlődésének és elterjedésének újabb, rövid vázolásában (ANDREÁNSZKY, G.: Sarmatische Flora v. Ungarn, 31—40. o.) régebbi álláspontjának kiegészítésével, az alsóbb,

csökkentsósvízi képződmények fölötti, magasabb szárazulati—folyóvízi törmelékes, átmosott andezittufás, andezitagglomerátumos és riolittufás összletet különbözteti meg. Az utóbbiból került ki a növényi maradványok legnagyobb része.

Összefoglalva a magyarországi északi és északkeleti fedőhegységi szarmata emeletre vonatkozó kritikai szemléletünket, saját megfigyeléseinkkel kiegészítve határozottan megállapítható, hogy itt, de az ország egész területén mindenütt, időben, a keleteurópai szarmata emelet egészét képviselve látjuk. A szarmata alsó része édesvízi és közismert csökkentsósvízi üledékekkel, a felső része denudációs folyamatokkal és egyenlőtlen vastagságú szárazföldi (folyóvízi) törmelékfölhalmozódással, túlnyomólag szárazföldi vulkáni tagozatokkal mutatkozik. Ezeknek a nyilvánvaló földtani tényeknek ismeretében, megfelelő fauna hiányában, szükségtelen a magyarországi pannóniai emelet rétegeit a keleteurópai középső- és felsőszarmata szintekbe kényszeríteni. A földtani történések itt másként alakultak, de az időkeretet ez nem változtatja meg. Ez az álláspont adódik ID. NOSZKY és HORUSITZKY, sőt még SCHRÉTER alapos megfigyeléseiből és vizsgálataiból is. Különös, hogy a nevezéktani következtetések mégis helytelen vágányra tévednek.

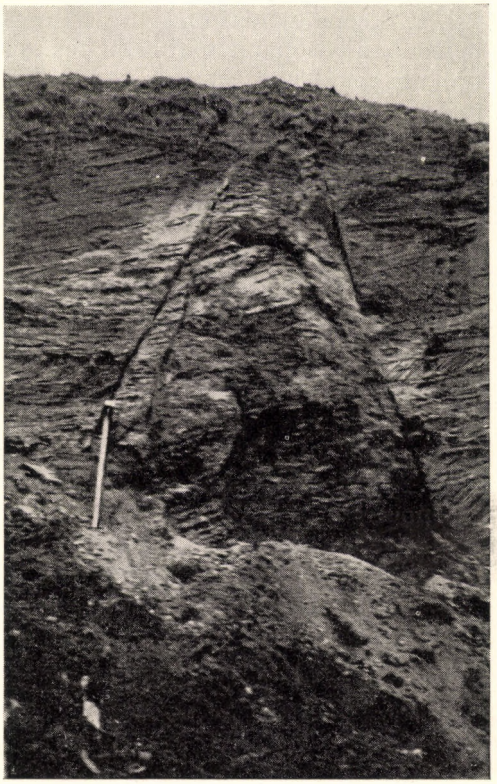
Pannóniai emelet

A tárgyalt keleti és északi országterületek felszíni, fedőhegységi képződményei a megfelelő területek újabb irodalmában, ID. NOSZKY összefoglalásaiban, HORUSITZKY, SZENTES, SCHRÉTER részletes tanulmányaiban, a vele kapcsolatos korszerű kérdésekkel együtt kielégítően ismertetve vannak. Az ezekben foglaltak rövid összefoglalását adjuk.

A jobbára pleisztocén üledékekkel födött medencetérszínbe simuló pannóniai rétegek csak a kiemelkedettebb részek bevágódásaiban, nagyon szétszórtan mutatkoznak. Többnyire csak mesterséges föltárásokban hozzáférhetők. Az alsópannóniai és a felsőpannóniai tagozatok is megvannak, az utóbbiak túlsúlyával. Föltűnő, hogy nyugat felé, a Börzsönyhegység szegélyén, de a Szentendre—visegrádi hegységben is, a pannóniai rétegek hiányoznak. Ezek a részek vagy már a pannóniai emeletben magasabb helyzetűek voltak, vagy azóta kiemelkedtek és az esetleg ott keletkezett rétegek egészen lepusztultak. Csak Váctól délre találunk a pesti oldalon pannóniai rétegeket, amelyek kelet felé a Cserhát-, Mátra- és Bükkhegység déli medenceszegélyén egységes kifejlődésben nyomozhatók.

A Cserhátalján valamennyi leírás a pannóniai rétegek transzgresszióját állapította meg. HORUSITZKY a Cserhát vidéken (Bér—Buják) szarmata—alsópannóniai „kevert faunájú" homokrétegeket írt le „átmeneti" rétegekül. *Melanopsis*, *Tinnyea*, *Congeria* és *Limnocardium* pannóniai alakokon kívül, mindössze két szarmata *Cerithium*-faj van a faunatársaságban. Ebből arra következtet, hogy az alsópannon és a szarmata között esetleg nincs üledékhézag, hanem a pannóniai emelet a szarmata emelet folytatása lehet. Az újabb vizsgálatok és mélyfúrási adatok Pásztó és Hasznos körül arra mutatnak, hogy a felsőszarmata szárazföldi összlet fölött hasonló kifejlődésű alsópannóniai rétegek vannak. A pásztói 1. sz. fúrás mintegy 100 méterig terjedő szürke, zöldesszürke homokos agyagrétegösszlet, feldolgozott andezittufa- és bomlott tufarétegekkel, szenesedett növényi részekkel és földes—fás barnakőszén csíkokkal, bemosott többé-kevésbé koptatott tortonai *Foraminifera* és egyéb szervesmaradványokkal (*Amphistegina*, *Globigerina*, *Bryozoa*) a jellemző

Melanopsis impressa, *Hydrobia*-, *Planorbis*-, *Neritina*-, *Congeria*-, *Limnocardium*-félék alapján kétségtelenül alsópannóniai emeletbe tartozik, a pannóniai emelet előtti lepusztítás bizonyítékaival. Alatta tortonai emeletből bemosott további faunaelemekkel a jellemző szarmata faunájú homokos agyag, tufit és tufás homokkő 187 m vastag összlete, majd felsőtortonai agyag, meszes agyag, andezittufa, homokkő, tufaagglomerátum és andezit mutatkozott. Az alsópannon és szarmata közötti szorosabb kapcsolatot az alsó- és felsőpannon közötti eróziós diszkordancia is erősíti, többek között a csepelszigeti szelvényekben is.



137. ábra. Felsőpannóniai keresztrétegzett homok, Rudabánya (Dömök T. felv.)

Az alsópannóniai rétegek kifejlődése aprókavicsos homok és homokos agyag, a jellemző melanopsziszos faunával. Szentes Ferenc szerint Galgagyörk körül diszkordánsan települnek a szarmata rétegekre. Másutt a magasabb szintű *Congeria partschi* rétegek vagy csak a felsőpannóniai rétegek közvetlen reátelepülése látható. Horusitzky arra következtet ebből, hogy a pannóniai transzgresszió itt csak a „középső"-pannonban indult. Ezt megerősítik a Budapest-Kőbányán található viszonyok, valamint Szentes megállapítása, amely szerint a felsőpannon *Congeria balatonica*-tartalmú agyagrétegei túlterjedők, transzgredálnak az alsópannonon és az idősebb képződményeken is. Ez a tény, a pannóniai emeleten belüli mozgás egyik üledékképződési bizonyítéka, a Mecsekhegységben észlelhető, intrapannóniai diszkordancia mellett.

A felsőpannóniai sorozat túlnyomólag agyagösszlet, közbetelepült homokos és laza meszes homokkőrétegekkel. Beltavi, időnként a szegélyeken mocsárvízi képződmények ezek, amelyekben az utóbbiakból származó, több szintben jelentkező, különböző kiterjedésű és változó vastagságú földes—fás barnakőszéntelepek vannak. A Cserhát déli peremén, a Mátraalján és a Bükkalján, ezek általánosan elterjedtek, a Mátraalján jelentős bányászattal is föltártak.

A Bükkhegység délkeleti előterében felszínre bukkannak az alsópannóniai, átdolgozott riolittufás anyagú, agyagos—homokos melanopsziszos, lyrceás rétegek is (Bogács, Szomolya, Görömböly). Figyelmet érdemel, hogy a Herrmann Margit által ásványtanilag vizsgált Bogács körüli alsópannóniai

homokrétegekből kovamoszatok és mikroszkópos kovaszivacs maradványok kerültek ki. Ezek részletes tanulmányozása alapján Palik Piroska a bogácsi alsópannóniai homokot tápanyagban gazdag, partmenti moszatflórás, aligsósvízi (oligohalin) keletkezésűnek tartja. A terület nagyobb részét a barnakőszenes felsőpannóniai rétegek fedik. A Bükkhegység északi oldalán, különösen a Sajóvölgy északi részén, Rudabánya, Szuhogy, Galvács, Szendrő, Abod határában levő triász mészkőanyagú alapkonglomerátum vagy közvetlenül az alaphegységre települő szürke agyagösszlet, fás—földes barnakőszén telepekkel, az alsópannóniai melanopsziszos rétegeknek felel meg. Ezek fölött Felsőborsodban felsőpannóniai homokos és laza homokkőrétegek földolgozott riolittufa anyaggal mutatkoznak. Schréter az ormospusztai alsópannóniai rétegekben folyóvízi keresztrétegzettséget és koptatott *Ostrea* héjtöredékeket talált, a megelőző lepusztítás igazolásaként. A pannóniai rétegek zárórétegéül vehetjük a magaslatokat fedő, apró és közepes kvarckavicsokból álló vastag, folyóvízi kavicstakarót, amit Schréter „levantei emeletbe" helyez.

Tovább északkeletre, Tokaj—Hegyalja előteréig és annak vulkáni képződmény határolta öbleiben felszínre bukkanó alsópannóniai, helyenként barna, földes–szenes rétegekig a medenceképződményekhez tartozó pannóniai összletet találjuk. Tokaj—Hegyalján az öbölszerűen benyúló pannóniai üledékeken kívül vulkáni képződmények és vulkáni utóhatásból eredő kovásodás, hidrokvarcit mutatkoznak.

Végigtekintve a fedőhegységbeli pannóniai emelet szegélykifejlődésein, összegezőleg az ország minden területére, általánosan vonatkozó jelenségként a következőket találjuk:

1. A pannóniai emelet mindenütt transzgresszióval indul, következőleg különböző mértékű diszkordanciával települ idősebb tagokon, a szarmata rétegeken is.

2. A vegyes faunájú rétegek szarmata faunaelemei legnagyobb részt bemosottak.

3. Üledékfolytonosságot jelző kőzetkifejlődés csak a felsőszarmata szárazföldi kavicsrétegek anyagából keletkezett pannóniai alapkonglomerátum esetében lehetséges (Sopron, Mátra, Borsod).

4. A pannóniai rétegösszleten belül, többnyire az alsó- és felsőpannóniai határon, továbbterjedő transzgresszió és diszkordancia van, ami egyben intrapannóniai kéregszerkezeti mozgást is jelöl.

5. A szarmata képződmények tengeri, csökkentsós és szárazföldi rétegösszlet együttese a szarmata emelet egészét kitöltheti. A pannóniai rétegeknek bármilyen szarmata alemeletbe helyezése minden esetleges ősállatföldrajzi hasonlóság mellett is helytelen.

6. A pannóniai rétegösszlet a maga egészében egységes üledékszakasz partszegélyi, majd süllyedéssel lépést tartó, medencebeli sekélyvízi, végül regressziós föltöltődés, szárazföldi (folyóvízi) képződményekkel.

A fedőhegység neogén képződményeinek összefoglalása

A fedőhegységi miocén tagozatok üledékképződési áttekintéséből kitűnik a törmelékes üledékek, ezek között is a pszefites és pszammitos kőzetcsoportok túlsúlya. Valamennyi partszegélyi vagy partközeli üledék, a sekélytengeri kereten belül. Föltűnő a tengeri mészkőképződés hiánya, illetőleg a tortonai lajtamészkőre és a szarmata durvamészkőre korlátozott volta. Mindkettő

Budapest környéke, a Cserhát—Mátra és Délszlovákia neogén összehasonlító átnézete
(Cs. Meznerics I. és Seneš J. nyomán, 1958)

Tagozat	MEZNERICS, 1955		SENEŠ, Délszlovákia, 1956			Új tagozati felfogás
	Budapest környéke	Börzsöny—Cserhát—Mátrahegység		Kifejlődés	Típus	
Tortonai	Hidrokvarcit Lajtamészkő Homokos agyag Andezitösszlet	Lajtamészkő Molluszkás homok (Szob, Letkés) Andezitvulkánosság				Tortonai
Helvéti	Középső riolittufa Slir, homokos agyag Kavicsos mészkő, bryozoás mészkő	Középső riolittufa Slirösszlet Pectenes homok, homokkő és kavics Cardiumos—oncophorás rétegek Barnakőszénösszlet Szárazföldi fekvő tarkaagyag	Transzgresszió	Slir Mangános homok Oncophorás homok		Helvéti
Burdigalai	Anomiás—ostreás, nagy pectenes, durva homok, homokkő (Nógrádverőce, Vác, Göd, Cinkota, Mogyoród, Csomád, Budafok)	Alsó riolittufa, kavics, homok, tarkaagyag Lábnyomos homokkő Nagy pectenes homokkő	Édesvízi Szárazföldi	Édesvízi barnakőszén Kavics, tarkaagyag Riolittufa és tufit	Nógrádi barnakőszén Salgótarján vidéke	Burdigalai
Akvitáni	Tengeri homok, homokos agyag *Glycymeris obovata* Budafok, Törökbálint, Torbágy	Tengeri faunás *(Glycymeris obovata)*homok (Patvarc, Becske, Rétság, Balassagyarmat, Eger) Barnakőszenes nyomok	Transzgresszió	Márga, glaukonitos homokkő Alapkonglomerátum		
Katti	Csökkentsósvízi, cyrenás agyag, kőszénnyomokkal Törökbálint, Leányfalu, Visegrád, Pomáz	Helixes—cyrenás rétegek Mohora Glaukonitos homokkő, homokos agyag		Homok, márga *Glycymeris, Melongena lainei, Turritella* Barnakőszén	Eger, Törökbálint	Akvitáni
				Homok, homokkő, slir *(Amussium)* Foraminiferás agyagmárga		Katti

biogén elemek túlsúlyát jelző képződmény, ami a megfelelő idők különleges őstengeri viszonyait mutatja, esetleg a nagymérvű vulkanizmussal melegebbé vált éghajlattal vagy nagyobb mérvű szénsavtermeléssel is kapcsolatba hozható.

Hiányoznak a halmirolitok, amelyek a külsőkárpáti és az Erdélyi medencében, a slir tenger lefűződött lagunáiban keletkeztek. Hazánkban csak partmenti mocsarak voltak, és ezekben barnakőszénképződés történt. Az itteni nyíltabb medencében az olajlehetőségek is hiányoznak, amit régebben a slirfácieshez tartozónak véltek. Olajanyakőzetül inkább a pannóniai beltenger kissésós, pelites képződményei vehetők számításba.

A magyarországi neogén kifejlődések rétegtani tagolódásának tárgyalásában az egyes területrészeken ismételten rámutattunk az elhatárolási nehézségekre, nevezéktani vitákra és ellenmondásos kérdésekre. A rétegösszletek azonosításában és párhuzamosításában a dunántúli területek és az északkeleti neogén összletek közötti különbségek az utóbbiak teljesebb rétegsorában mutatkoznak. Az átmenetet a Budai hegység neogén összletében találjuk, ahol már az akvitáni emelet hézagos jelentkezésével is számolhatunk. A kérdés teljes áttekintésére adjuk Cs. Mezneric s I. idevonatkozó kritikai összesítését az átmeneti, Budapest körüli és a Cserhátvidék—Mátrahegység körüli neogén kifejlődések beosztásáról. Az utóbbi területrészek neogénje azonos kifejlődéssel folytatódik Szlovákia felé, amelynek neogén tagozatai Seneš J. fölfogásában, Cs. Mezneric s I. beosztása szerint alakul (XIV. táblázat).

Irodalom

Alföldi L., Új limnikus barnakőszéntelep (VI.) a borsodi barnakőszénmedence Ny-i határterületén. Földt. Közl. 89. 1959.

Báldi T., Adatok Budafok és Törökbálint környékének rétegtani viszonyaihoz. Földt. Közl. 88. 1958.

Báldi T., A szokolyai középsőmiocén fauna életföldtana. Földt. Közl. 90. 1960.

Balogh K., A Bódva és Sajó közötti barnakőszénterület földtani viszonyai. Földt. Közl. 79. 1949.

Bartha F., A Balaton környéki felsőpannóniai korú képződmények finomrétegtani vizsgálatának földtani eredményei. Földt. Közl. 89. 1959.

Bartha F., Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felsőpannon képződményeken. M. Áll. Földt. Int. Évk. 48. 1. 1959.

Bartkó L., Jelentés a Mád környékén végzett geológiai reambulációs felvételről. Jel. a Jöv. Mélykut. 1947—48. évi munk.

Bartkó L., Jelentés a Romhány környékén végzett földtani kutatásokról. Jel. a Jöv. Mélykut. 1947—48. évi munk.

Boda A., Szokolya környékének földtani viszonyai. Bány. és Koh. Lap., 56. 1923.

Boda A., A brennbergi szénelőfordulás és a mediterrán tenger sopronkörnyéki üledékeinek sztratigráfiai helyzete. Bány. és Koh. Lap., 60. 1927.

Boda A., A sopronkörnyéki szarmata üledékek sztratigráfiai helyzete. Bány. és Koh. Lap., 60. 1927.

Boda J., A magyarországi szarmata emelet és gerinctelen faunája. M. Áll. Földt. Int. Évk. 47. 1959.

Bódi B., A Budapest-környéki harmadkori kavicsok kőzettani vizsgálata különös tekintettel a levantei kavicsképződményekre. Földt. Közl. 68. 1938.

Böckh J., A Bakony déli részének földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. 2. 1872.

Böckh J., Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. Földt. Int. Évk. 4. 1876.

Chenevière, E., A szurdokpüspöki kastély alatt levő új felsőmiocén lelőhely diatomái. Noszky J. megjegyzésével. Földt. Közl. 63. 1933.

Csepreghyné, Mezneric s I., A hidasi (Baranya m.) tortonai fauna. Földt. Int. Évk. 39. 1950.

A magyarországi neogén kifejlődések táblázata
(VADÁSZ E., 1958)

Emelet	Sopronvidék	Mecsekhegység	Bakonyhegység	Vérteshegység	Gerecsehegység	Budai hegység déli és Pest vidéki előtere	Börzsönyhegység	Cserháthegység	Mátrahegység	Bükkhegység, Sajóvölgy	Tokajvidék	Medencekifejlődés: Dunántúl	Medencekifejlődés: Alföld	Emelet
Pannóniai	Felsőpannóniai folyóvízi—szárazföldi homokos rétegek Lyrceás—homokos alsópannon Homokos agyag és homokos kavics Diszkordancia	Durva és finom homok, homokkő álrétegzéssel *(C. triangularis)* *(C. rhomboidea)* Diszkordancia Lyrceás durva homok és homokkő *(C. partschi)* C. banaticás agyag	Édesvízi mészkő Folyóvízi Unio wetzleris homok *(C. ungula caprae, C. balatonica)* Homokos—lyrceás rétegek	Bizonytalan parti kavicsos nyomok	Északi peremen transzgressziós kavics és mészmárga 300 m körüli szinten	Folyóvízi keresztrétegzett homok *(C. ungula caprae, C. rhomboidea)* Diszkordancia Helyenként alsópannon lyrceás homok	Szárazföldi lepusztulás	Agyag, homokos agyag, meszes homokkő Diszkordancia Alsópannóniai kavicsos, homokos, lyrceás rétegek Diszkordancia Transzgresszió	Agyag, homokos mocsári, földes—fás barnakőszénösszlet	Szárazföldi, folyóvízi kavics Homok és laza homokkő Alsópannóniai homokos, riolittufás anyagú, helyenként földes—fás, kőszenes alapkonglomerátum	Szárazföldi hévforrásüledékek Andezit és riolit vulkánosság Alsópannóniai tufaanyagú homokos összlet, helyenként földes kőszén Riolittufa	Medenceperemi fás, barnakőszéncsíkos mocsári—tavi sorozat *Unio wetzleri* Medencebelseji homok—agyagváltakozás Váltakozó homok—agyag viviparusos, dreisenás, Congeria triangularisos, puhatestű fauna Agyag—homoksorozat *C. ungula caprae* A medence belsejében *Prosodacna vutskitsi* limnocardiumos homok—agyag		Pannóniai
Szarmata	Átmeneti faunás, édesvízi mészkő Likacsos durvamészkő Kavics, homok Alapkonglomerátum és mészkő Eróziós diszkordancia	Regresszió Miliolinás—cerithiumos mészkő Eróziós diszkordancia	Regressziós lepusztulás Miliolinás—cerithiumos mészkő és agyag Szárazföldi tarkaagyagos kavicsösszlet Eróziós diszkordancia	Szárazföldi kiemelkedés	Regresszió Medencerészekben mészkő	Folytatólagos regresszió, néhol homokos, agyagos, kavicsos, szárazföldi rétegek Mészkő, bentonitrétegekkel Regresszió	Szárazföldi andezitanyagú durva konglomerátum, kavics, homok	Szárazföldi kavics Riolittufás, bentonitos, cerithiumos agyag, és mészkőösszlet Regresszió	Homokos, tavi rétegek, kovásodott fával, kőszenes részekkel Szárazföldi durva homok, zöld agyag és andezittömbök, kristályos kőzetek óriáskavicsával Cerithiumos mészkő	Riolittufás kőszénösszlet Kavicskonglomerátum és andezittufás agglomerátum Szárazföldi csigás agyag Cerithiumos mészkő és agyag kőszenes nyomokkal	Hidrokvarcit Riolit és riolittufa Kálitrachit Cerithiumos mészkő és mészmárga	Bitumenes ostracodás mészmárga Durvamészkő Leveles, csíkos agyagmárga halmaradványokkal, csökkentsósvízi kagylókkal	Változó vastagságú, zöldesszürke, sötétszürke, homokos agyagmárga, helyenként mészkő és homokkő, gyér jellemző kagylókkal, csökkentsósvízi foraminiferákkal, tufás és dácittufarétegek (kb. 20—250 m)	Szarmata
Tortonai	Lajtamészkő riolittufanyomokkal Slir jellegű tengeri agyag Fokozódó transzgresszió	Lajtamészkő, konglomerátum vagy agyag Váltakozó édesvízi, csökkentsósvízi összlet barnakőszénnel Diatomás rétegek Tufás agyag és tufa Lajtamészkő Csökkentsósvízi cerithiumos—turritellás, ostreás homok, agyag	Hidrobiás mészkő Bentonit—riolittufa Diatomás rétegek Lajtamészkő, heterosteginás mészkő Partszegélyi durva kavicskonglomerátum Édesvízi fás—földes településszlet, riolittufaközbetelepüléssel és bentonittal		Öbölmélyedésekben és belső, zárt medencékben csökkentsósvízi homokos, agyagos összlet	Hidrokvarcit Diatomás kovapala és mészkő Lajtamészkő Andezitösszlet Homokos, agyagos, molluszkás tengeri rétegek	Diatomás kovapala Lajtamészkő Tengeri homokos agyag és molluszkás homok (Szob) Andezitösszlet	Édesvízi, utóvulkáni nyomok Lajtamészkő Andezitösszlet tengeri faunás, kavicsos, homokos rétegekkel	Riolittufa Hidrokvarcit Diatomás kovapala	Nyugati széleken lajtamészkő és kavicskonglomerátum Délen szárazföldi dácit, andezit, alkálitrachitösszlet Északon kiemelkedés és erős lepusztulás	Lajtamészkőfoszlányok Piroxénandezit és tufa	Leveles, halmaradványos agyagmárga Glaukonitos candorbulinás agyagmárga Riolittufacsíkok Partközeli durva homokkő, konglomerátum, homokos, lithothamniumos mészkő Glaukonitos homokkő Átmeneti meszes, fölfelé homokos márga és homokkő	Bükkhegység déli előterében vastag vulkáni összlet Dácittufa Candorbulinás, foraminiferás agyagmárga, tufás agyag Lithothamniumos mészkő Alapkonglomerátum	Tortonai
Helvéti	Szárazföldi, nagyvastagságú deltakavicsösszlet, édesvízi—lagunás barnakőszén	Slir jellegű tengeri agyag Riolittufa és tufás agyag Fokozatos transzgressziós alapkonglomerátum, kavics, homok, édesvízi homokkő, congeriás rétegek, homokos agyag, barnakőszenes nyomok és riolittufa Amfibolandezit	Congeriás, melániás rétegek Csökkentsósvízi agyag Molluszkás homok Bryozoás, homokos mészkő Homokos, kavicsos mészkő Szárazföldi durvakavics, konglomerátum, kovásodott fatörzsekkel	Szárazföldi — édesvízi rétegek (Környe, Bodajk?) Helyenként durvakavicsfoszlányok, Ostreákkal, kovásodott fatörzsekkel	Helyenként durvakavicsfoszlányok, kovásodott fatörzsekkel	Szárazföldi riolittufa (Budapest, Rákos, Fót, Mogyoród), néhol bentonit (Budafok) Slir, bryozoás agyag, bryozoás, kavicsos mészkő (Fót) Szárazföldi konglomerátum, kavics, homok, agyag, kovásodott fatörzsek Keresztrétegzett, gyér ostreás, balánuszos, kavicsos homok és palás agyag	Északi részen slir (Hont) Édesvízi rétegek kőszenes nyomok Szárazföldi óriáskavics és durva homok Keleten: tengeri corbulás agyag Csökkentsós, corbulás, kovás agyag Kovaföld (édesvízi) Gránátos biotitamfibolandezit-agglomerátum	Riolittufás slir agyagmárga riolittufa rétegekkel Fölfelé fokozatosan agyagosabbá váló pectenes—corbulás, táblás—palás homokkő, homok, alján durva homok, aprókavics, cardiumos—oncophorás csökkentsósvízi sekélyparti faunával Tengerszegélyi barnakőszénösszlet, szárazföldi kavics, tarkaagyag, egyenlőtlen kovás bentonitos riolittufa	Tengeri riolittufitos agyagmárga Slirösszlet (nyugaton) középső riolittufával Pectenes—corbulás homokkőösszlet Több telepes tengermenti barnakőszénösszlet Hiányos, egyenlőtlen vastagságú riolittufa	Valószínűleg szárazföldi vulkánosság Bizonytalan slir jellegű üledék	Északi részen ismeretlen Középső részen mecseki jellegű, szárazföldi, édesvízi alapkonglomerátum, breccsia, agyagos—homokos rétegekkel, riolittufával Délen (Lovászi) homokos agyagmárga riolittufacsíkokkal	Szárazföldi, édesvízi kavics konglomerátum közeli kőzetanyaggal Duna-Tiszaköz déli részén Északon törmelékes vulkanitösszlet	Helvéti
Burdigalai	Szárazföld					Partszegélyi nagy ostreás, nagy pectenes, durva homok, kavicskonglomerátum Növénylenyomatos agyag	Keleti részen *P. burdigalensis* faunás homokkő és konglomerátum Kőszenes nyomok Nem általános elterjedésű, homokos, anomiás, pectenes rétegek	Nagy pectenes, kavicsos homok helyenként (Becske) kőszénlencsékkel		Diszkordancia Egyenlőtlen kifejlődésű szárazföldi, édesvizi, csökkentsós és tengeri konglomerátum, homokkő, homokos agyag faunaelemekkel; kiékelődő kőszéntelepekkel	Valószínűleg szárazföld	Szárazföld	Bükkhegység déli előterében szárazföldi tarkaagyag, riolittufa, agyagmárga, homokkő	Burdigalai
Akvitáni						Homokos, kavicsos, anomiás, ostreás rétegek	Egyenlőtlen, homokos, anomiás, pectenes rétegek	Gazdag tengeri faunás homok megelőző egyenlőtlen térszinen (Balassagyarmat, Eger)		Legnagyobbrészt hézag, Eger körül tengerszegélyi faunás üledék				Akvitáni
Fekvő aljzat	Kristályos alaphegység	Kristályos vagy mezozóos alaphegység	Mezozóos alaphegység	Mezozóos alaphegység	Mezozóos alaphegység, medencékben katti emelet	Katti emelet	Katti emelet	Katti emelet	Katti emelet	Felsőrupéli—katti rétegek Paleozóos—mezozóos alaphegység	Paleozóos, kristályos alaphegység	Mezozóos vagy kristályos alaphegység		

Csepreghyné, Meznerics I., A salgótarjáni kőszénfekvő rétegek faunája és kora. Földt. Közl. 83. 1953.
Csepreghyné, Meznerics, I.—Seneš, J., Neue Ergebnisse d. stratigraphischen Untersuchungen miozäner Schichten in der Südslovakei und Nordungarn. Neues Jahrb. f. Geol. Pal. 1957.
Dank V., A Herend-szentgáli barnakőszénmedence. Földt. Közl. 83. 1953.
Dér I., Egercsehi környéki riolittufák vizsgálata. Földt. Közl. 87. 1957.
Ferenczi I., Adatok a Pécs környéki medencerész földtani viszonyainak ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1929—32-ről, 1937.
Ferenczi I., Adatok a Börzsöny-hegység geológiájához. Földt. Int. Évi Jel. 1925-ről, 1928.
Ferenczi I., Oligocén és miocén üledékeink elhatárolásának kérdése. Földt. Közl. 70. 1940.
Ferenczi I., A Zempléni-szigethegység földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről, 1943.
Földvári A., Adatok a Bia-tétényi plató oligocén-miocén rétegeinek stratigráfiájához. Ann. Mus. Nat. Hung. 26. 1929.
Földvári A., Tektonikai megfigyelések a Budai-hegység nyugati peremén. Földt. Közl. 64. 1934.
Földvári A., A badeni agyag előfordulása Budapesten. Földt. Közl. 66. 1936.
Gaál I., Mi a „pannon" és mi a „pontusi"? Bány. és Koh. Lap. 71. 1938.
Gaál I., A magyar szarmata szintezésének kérdése. Földt. Közl. 41. 1911.
Halaváts Gy., Budapest és Tétény vidéke. 16 zóna, XX. rovat jelű lap. Magy. a m. kor. Orsz. részletes földt. térképeihez. 1902.
Halaváts Gy., A neogénkorú üledékek Budapest környékén. Földt. Int. Évk. 17. 1910.
Halaváts Gy., A balatonmelléki pontusi korú rétegek faunája. A Balaton tud. tanulm. eredm. IV. kt. függelék. Bp. 1911.
Haraszty, Á., Die mikroskopischen Untersuchungen der Xylite von Hidas. Ann. Univ. Sc. Budapestinensis. Sect. Biol. 1. 1957.
Horusitzky F., Új adatok a budapestkörnyéki miocén sztratigráfiájához. Földt. Közl. 56. 1926.
Horusitzky F., Megjegyzések a Budapestkörnyéki burdigalien kérdéséhez. Földt. Közl. 64. 1934.
Horusitzky F., A kárpátmedencei alsómiocén földtörténeti tagozódása és ősföldrajzi kapcsolatai. Földt. Int. Évi Jel. 1940-ről. 2. 1941.
Horusitzky F., Földtani vizsgálatok a Galga-völgyben. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. 1952.
Horusitzky H., Budapest dunabalparti részének talajvize és altalajának geológiai vázlata. Hidr. Közl. 15. 1935.
Jablonszky J., A tarnóci mediterrán flóra. Földt. Int. Évk. 22. 1914.
Jaskó S., A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fúrásai. Földt. Int. Évi Jel. 1943-ról. Függelék. 5. 1943.
Jaskó S., A nyugatvasmegyei barnakőszénterület. Földt. Közl. 79. 1949.
Jaskó S., Újabb adatok Putnok és Egercsehi közötti terület harmadkori rétegeinek ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. 1952.
Kretzoi M., Az ipolytarnóci lábnyomos homokkő és az akvitán kérdés. Földt. Közl. 80. 1950.
Kretzoi M., A csákvári Hipparion-fauna. Földt. Közl. 81. 1951.
Kutassy E., A borsodmegyei Királd barnaszénmedencéje. Földt. Szemle 1. 1928.
Laskarew, Beitrag zur Kenntnis des geologischen Baues des Theiss-Thales. Ann. Géol. de la Péninsule Balcanique XX. 1952.
Laskarew, Über die Stratigraphie der quartären Ablagerungen von Wojvodina. Ann. Géol. de la Péninsule Balcanique XIX. 1951.
Lóczy L., id., A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerint telepedése. A Bal. tud. tanulm. eredm. I. kt. r. I. szak. Bp. 1913.
Lóczy L., ifj., A báni hegység (Baranya vm.) geológiai viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1913-ról. 1914.
Lőrenthey I., Adatok a balatonmelléki pannóniai korú rétegek faunájához és stratigráfiai helyzetéhez. A Bal. tud. tanulm. eredm. IV. kt. függeléke. 1911.
Majer I., A Börzsönyi hegység északi részének üledékes képződményei. Földt. Közl. 45. 1915.

MAJZON L., Adatok Romhány és Ipolyszög környékének földtanához. Földt. Int. Évi Jel. 1944-ről, 1952.
NOSZKY J., ID., Budapest környékének helvetien rétegei. Földt. Közl. 65. 1935.
NOSZKY J., ID., A Mátra-hegység geomorphológiai viszonyai. Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. kiadv. 3. Karcag 1927.
NOSZKY J., ID., A Cserháthegység földtani viszonyai. Magyar tájak földt. leírása. 3. 1940.
NOSZKY J., ID., A Magyar Középhegység schlir-rétegei. Adalékok a schlirkérdés megoldásához. Debreceni Tisza I. Tud. Társ. II. o. Munkái, 3.
NOSZKY J., IFJ., A komlókörnyéki kőszénterület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról, 1952.
PAPP, A., Zur Gliederung d. sarmatischen Schichten des Wiener Beckens. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 93. 1941.
PAPP, A., Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. d. Geol. Ges. Wien. 39. II. 1946—48.
PAPP, A., Gliederung und Fauna des Sarmats im Wiener Becken. Anz. d. Öst. Akad. d. Wiss. Mat. Nat. Kl. 86. 1949.
PAPP, A., Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien, 47. 1954.
RÁSKY, K., The fossil flora of Ipolytarnóc. Journ. of Pal. 33. 1959.
SÁNDOR I., A Cserhát szarmáciai és pontusi-pannóniai korú üledékei. Dokt. Disszertáció, Mezőtur 1937.
SCHMIDT E. R., A pestszenterzsébeti mélyfúrás sztratigráfiai viszonyai. Földt. Közl. 64. 1934.
SCHMIDT E. R., Adatok a Csepel-sziget É-i részének sztratigráfiai, tektonikai és hidrológiai viszonyaihoz. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35. II. 1939.
SCHRÉTER Z., Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a budai hegyekben. Földt. Int. Évk. 19. 1912.
SCHRÉTER Z., A magyarországi szarmata rétegek rétegtani helyzete. Koch Emlk. Bp. 1912.
SCHRÉTER Z., A kisbéri barnaszénterület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1929—32-ről, 1932.
SCHRÉTER Z., A Kárpátok által körülvett medencék szarmáciai képződményei és azok állatvilága. Mat. Term. tud. Ért. 60. 1941.
SCHRÉTER Z., A Füzérradvány és Gönc között levő terület földtani viszonyai. Jelentés a Jöv. Mélykut. 1947—48. évi munk.
SCHRÉTER Z., A Szendrői szigethegység és a határos harmadkori medencerész földtani vázlata. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. 1952.
SCHRÉTER Z., Újabb földtani vizsgálatok a sajóvölgyi barnakőszénmedencében. Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. 1952.
SCHRÉTER, Z., Geologische Übersicht (in ANDREÁNSZKY: Sarmatische Flora v. Ungarn, p. 31—40), Budapest 1959.
SIMONCSICS P., A Salgótarján vidéki miocén barnakőszén palinológiai vizsgálata. Földt. Közl. 89. 1959.
STRAUSZ L., Fáciestanulmány a tétényi lajtameszeken. Földt. Közl. 53. 1923.
STRAUSZ L., A biai miocén. Földt. Közl. 53. 1923.
STRAUSZ L., Mecsekjános, Szopók és Mecsekpölöske környékének geológiája. Földt. Közl. 53. 1923.
STRAUSZ L., Zebegény és Nagymaros környékének felsőmediterrán rétegei. Ann. Mus. Nat. Hung. 21. 1924.
STRAUSZ L., Újabb adatok Fót alsómediterrán faunájához. Földt. Közl. 55. 1925.
STRAUSZ L., A Báni hegység mediterrán rétegei. Földt. Közl. 56. 1927.
STRAUSZ, L., Das Mediterran d. Mecsekgebirges in Ungarn. Geol. Pal. Abhandl. N. F. 15. Jena 1928.
STRAUSZ L., Az északkeleti Cserhát mediterrán fáciesei. Eötvös Füzetek 1.
STRAUSZ L., A dunántúli pannón szintezése. Földt. Közl. 71. 1941.
STRAUSZ, L., Versuch einer Parallelisierung des Pannons im mittleren Donaubecken. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien, 2—7. 1941—44.
STRAUSZ L., A magyarországi pannonikum párhuzamosítása délkeleteurópai üledékekkel. Földt. Közl. 72. 1942.
STRAUSZ, L., Das Pannon im mittleren Westungarn. Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 35. 1942.
STRAUSZ L., Adatok a Vend-vidék és Zala geológiájához. Földt. Közl. 73. 1943.
STRAUSZ L., A Dunántúl DNy-i részének kavicsképződményei. Földt. Közl. 79. 1949.

Strausz L., Őslénytani adatok Baranyából. Földt. Közl. 80. 1950.
Strausz L., A Dunántúl délkeleti részének földtani felépítése. Földr. Ért. 1. 1952.
Strausz L., Neogén fáciesvizsgálatok szerepe az ásványolaj kutatásban. Földt. Közl. 83. 1953.
Strausz L., Szarmata fauna a karádi mélyfúrásból. Földt. Közl. 85. 1955.
Sümeghy J., Diósjenő környéke miocénkori rétegei és azok faunái. Földt. Közl. 51—52. 1922.
Sümeghy J., Felsőtárkány környékének harmadkori faunája. Földt. Közl. 53. 1923.
Sümeghy J., Szarmata-korú csigafaunák a Mátra meg a Bükk aljából. Földt. Közl. 54. 1924.
Sümeghy J., Középmiocénkori szárazföldi csigafauna Környe és Bodajk környékéről. Földt. Közl. 56. 1927.
Sümeghy J., A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. Földt. Int. Évk. 32. 1939.
Sümeghy J., A Tiszántúl. Magy. tájak földt. leírása, 6. 1944.
Szabó J., Földtani jegyzetek Batina, Bán és a mohácsi szigetről. Magy. Földt. Társ. Munkálatai 3. 1865.
Szalai T., Újabb adatok Pomáz környékének geológiájához. Földt. Közl. 54. 1924.
Szalai T., Az ipolytarnóci aquitanien. Földt. Közl. 54. 1924.
Szalai T., A várpalotai középmiocén faunája. Ann. Mus. Nat. Hung. 29. 1926.
Szalai, T., Kontinentales Sarmatikum von Szentendre. N. Jahrb. f. Min. Geol. Pal. Bd. 60. Stuttgart 1928.
Szalai T., Tapolca és környékének, valamint Zánka és Antaltelep között fekvő területnek földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról.
Szalai T., A dunántúli miocén. Földt. Közl. 70. 1940.
Szentes F., Aszód távolabbi környékének földtani viszonyai. Magyar tájak földt. leírása. 4. 1943.
Szentes F., A Salgótarján és Pétervására közötti terület. Magyar tájak földt. leírása. 5. 1943.
Szentes F., Előzetes jelentés Egercsehi környékének földtani térképezéséről. Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról, 1959.
Sztrókay K. I., Zalavölgyi pontusi homok szedimentpetrográfiai vizsgálata. Földt. Közl. 65. 1935.
Telegdi-Roth K., A várpalotai lignitterület. Földt. Közl. 54. 1924.
Telegdi-Roth, K., Führer in Várpalota (Bakony-Gebirge). Führer z. Studienreisen etc. 1928.
Vendl A.—Schafarzik F., Geológiai kirándulások Budapest környékén. Budapest 1929.
Vendl, M., Die Geologie der Umgebung von Sopron. Sopr. Bány. Erdőm. Főisk., Közl. 1. Sopron 1929.
Vendl M., Sopron környékének geológiája, II. r. A neogén és negyedkor üledékei. Erdészeti Kísérletek 32. 1930.
Vendl, M., Daten zur Geologie von Brennberg u. Sopron. Sopr. Bány. Erdőm. Főisk. Közl. V. 1933.
Vendl M., Újabb adatok a tétényi kallóföld (bentonit) ismeretéhez. Mat. Term. Értesítő 1938.
Végh S., A Keleti Mecsekhegység helvéti képződményeinek üledékföldtana. Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról, 1959.
Vigh Gy., A földtan szerepe a városok vízellátásában. Hidr. Közl. 22. 1942.
Vitális I., A „pontusi" vagy „pannóniai" elnevezést használjuk-e? Földt. Int. Évi Jel. 1942-ről. Függelék, 4. 1942.
Vitális I., A Salgótarján—egercsehi szénmedence, tekintettel az alsó miocén szén és a „schlier" földtani viszonyára. Mat. és Term. tud. Ért. 52. 1934.
Vitális I., Sopron környékének szarmáciai és pannóniai-pontusi üledékei és kövületei. Földt. Int. Évk. 40. 1951.
Vitális S., Földtani megfigyelések a salgótarjáni szénmedencében. Földt. Közl. 70. Bp. 1940.
Völgyi L., A nagyalföldi kőolajkutatás újabb földtani eredményei. Földt. Közl. 89. 1959.
Wein Gy., Szentendre környékének viszonyai. Földt. Közl. 69. 1939.

C) A MEDENCEÜLEDÉKEK KIFEJLŐDÉSE

Az idősebb földtani képződményekből álló alaphegységrészek medenceperemi vagy medencebeli szigetekként jelentkező vonulatain a harmadidőszaki rétegösszletek diszkordáns településben, fedőhegységként észlelhetők. A fedőhegység különböző harmadidőszaki tagjai a hegységek közelében felszínen mutatkoznak, majd a felszín alatt folytatódva, belesimulnak a medencetérszínbe. Ezért a medencékben befelé, bizonyos távolságig, a legközelebbi alaphegység fedőhegységének üledékkifejlődéseit várhatjuk. Az utolsó évtizedek gyakorlati célú mélyfúrásaiból nagyon sok adatunk van már a medencék üledékföltöltődéséről, aminek összesítő képét különösen Sümeghy Józsefe tanulmányaiban találjuk. Ezenkívül alapvetők a Kisalföldről Szádeczky-Kardoss Elemér, a Dunántúl déli részéről Barnabás Kálmán—Strausz László irányjelző monográfiái, az Alföldről Schmidt Eligius Róbert, Szurovy Géza, Kőrössy László adatrögzítő munkái.

A mélyfúrási adatokból nemcsak a medenceüledékek rétegtani viszonyairól kapunk képet, hanem a medencefenékig hatolt fúrások reávilágítanak az idősebb medencealjzat alaphegységi alakulására, s így megbecsülhetetlen adatokat kapunk az ország földtani szerkezeti tagolódásáról is. Az ország területének nagyobb része medencealakulat lévén, végeredményben a medencealakulatok megismerése Magyarország teljes földtani ismeretének kulcsa. Mélyfúrási adataink részletes tudományos földolgozása még sok tekintetben hiányos, a meglevő adatok csak most kerülnek ismertetésre, főként Majzon László, Kőrössy László, Csiky Gábor, Tomor János és Dubay László olajkutatási jelentéseiben, valamint Kertai György ősföldrajzi—mélyszerkezeti összefoglalásaiban. Ezekből a medencét kitöltő üledékösszletek rétegtani viszonyai már nagyvonalú elterjedési képbe összesíthetők. Elsősorban az egyes, eddig kimutatott időszakok rétegösszleteinek kifejlődésére szorítkozva, közelebbi mélységi adatok nélkül, a medenceüledékek és a medencealjzat kifejlődését vizsgáljuk.

Az idősebb harmadidőszaki üledékek medencebeli kifejlődésére és elterjedésére vonatkozó adatok arra utalnak, hogy az eocén és oligocén a medencék belsejében nem mutatkozik, csak az alaphegységek lesüllyedt peremére szorítkozik. Medencéink területének zöme a középsőmiocénben kezdett lesüllyedni, s csak a fiatalabb korszakokban, a szarmatában, főként azonban a pannóniai emeletben volt tartósabban víz alatt. Ezért a mélyfúrásokból a szarmata és a pannóniai rétegösszletek kifejlődésére és rétegtani viszonyaira vonatkozó ismereteink a medenceüledékek alapján új megállapításokra vezettek. A mélyfúrási adatokból tűnt csak ki, hogy a pannóniai üledékek helyenként kétezer métert is meghaladó vastagságban töltik meg medencéinket. A régebbi felszíni pannóniai rétegekre alapított szétkülönítő fölosztások csak helyi jellegűnek bizonyultak, s a földtani kifejlődés, térbeli elrendeződés és a faunaegyüttes tekintetbevételével az egész medencére kiterjedő általános érvényű beosztásnak adtak helyet.

Ismételten reá kell mutatnunk azonban arra, hogy a mélyfúrási adatokból adódó földtani kifejlődésekre vonatkozó általánosítások értéke nagymértékben függ a medence területének egészében a fúrások sűrűségétől s különösen a fúrások mintavételi módjától.

Paleogén fedőhegységbeli képződmények csak a Magyar Középhegységben és az Alföldet szegélyező hegységekben találhatók. Medencebeli elterjedésük is ehhez igazodik, a Dunántúlon a Balaton vonalában határolódva, csak az alaphegységen belüli öblökben és belső medencékben mutatkoznak. A Vérteshegység déli előterében, az alcsúti medencerészben, felsőeocén lithothamniumos mészkő és felsőoligocén rétegek vannak. A paleogén rétegek tovább, a Velencei hegységet kikerülve, a Váli völgy körül haladóan, a Budai hegység déli előterében mutatkoznak, majd az Alföldön, Bugyi községtől délre határolhatók, s innen északra fordulva, valószínűleg a Mátraaljáig húzódva, a Bükkalja felé haladnak. Itteni déli kiterjedési határuk még ismeretlen. A debreceni 1. és 2. sz. mélyfúrásban, MAJZON L. szerint, a rupéli emelet 3. sz. agglutinált foraminiferás szintje van meg, egyelőre elszigetelt módon. Ezeknek a bükkalji, hasonló kifejlődésű rétegekkel való összefüggése még további adatokat igényel.

Eocén

Dunántúl, a Balaton déli előterében, Buzsákon a rupéli—lattorfi rétegek alatt, 1589—1684 m között, barnásszürke kalciteres mészkő, zöldesszürke, glaukonitos agyagmárga, szürke bitumenes mészmárga, alján bentonitos amfibolandezittufával a bakonyi felsőeocén hantkeninás, globigerinás *(Clavulinoides szabói)* összlettel, illetve a „budai márga" rétegekkel azonosítható. Ez a sorozat közvetlenül a szürke tömött, valószínűleg karbon mészkőre települ. Dióskálon a tortonai rétegek alatt megfúrt felsőeocén amfibolandezittufa és MAJZON szerint középsőeocén alveolinás mészkő, továbbá a Hahót—edericsi 63. sz. fúrásból kikerült biotitos amfibolandezit, Szilvágyon a pannóniai, szarmata és tortonai rétegek alatt 2912—2930 m között átharántolt, triász dolomitra települt amfibolandezit jelzi a medencebeli eocén jelenlétét. A nagylengyeli olajterületen a csatári 1. sz. fúrás 1973—2010 m között, MAJZON megállapítása szerint, felsőeocén zöldesszürke globigerinás mészmárgába jutott, s alatta a középsőeocén jellegzetes nummuliteszes—alveolinás mészkőrétegekben haladt.

Ettől a déli kiterjedésében még elhatárolatlan paleogén vonaltól délre illetve délkeletre a Dunántúlon sem a felszínen, sem a mélyben nem ismerünk eocén vagy oligocén rétegeket. A nagyalföldi mélyfúrások szerint is föltehető, hogy az ország területe ezeken a részeken a paleogénben szárazföld volt. Dunántúl, a Kisalföld medencealakulatában a paleogén hasonló módon, csak az alaphegységperemeken levő fedőhegységrészletekhez igazodik. Mindenütt, nem nagy szélességben, csak a mélybesüllyedt hegységperemekre terjedően várható. A kisalföldi medence belsejében és a Bakony nyugati előterében, az országhatárig terjedően, egészen hiányzik.

A medencebeli paleogén ilyen elhatároltságából következik, hogy mind az eocén, mind az oligocén kifejlődésében teljesen azonos a fedőhegységi felszíni tagozatok kifejlődésével.

Az eocén kifejlődését elsősorban a hegységperemi területrészeken és a belső medencékben mélyített kőszénkutató mélyfúrásokból ismerjük. E kőszénkutatások a Vérteshegység északnyugati előterében, a felszíni kibukkanásoktól 7—15 km szélességben, mintegy 600 m mélységig terjedően állapították meg az eocén jelenlétét és kifejlő-

dését. Az eocén itt, mint az alaphegység ismertetésében említettük, árkos beszakadás után a triász alaphegység ellenszárnyának magasabbra került sasbércrögei között települten határolódik. Az Északi Bakony hasonló eocén peremvégződését ilyen módon még nem ismerjük. Az eocén kifejlődése mindvégig a fedőhegységben megismert rendes települési sorrendet mutatja, a rétegösszletnek eocénvégi—oligocéneleji lepusztításából származó hiányával. A lepusztulás méretei az egyes részeknek kiemelkedésétől függően, az eocén sorozat felsőbb tagozataitól, a sorozat egészére terjedően mutatkoznak. Viszont az eocént megelőző szerkezeti mozgások során voltak kiemelkedettebb triász részletek, amelyek nem is kerültek eocén tenger alá.

A belső medencerészekben, az oligocén és eocén összletek alatt az alaphegységig terjedő 200—800 m mélységű fúrások révén szintén rendes településű eocént ismerünk, legtöbbször hiányos rétegösszletekkel.

A kristályos alaphegység szegélyén csak a Velencei hegység északnyugati medenceperemén ismerjük az eocént, két lovasberényi mélyfúrásból. Itt azonban a pannóniai és a miocén rétegek alatt csak felsőeocén lithothamniumos mészkövet és vastag amfibolandezittufaösszletet ismerünk, alatta több száz méter vastag, lejtőtörmelék jellegű rétegekkel. Ettől délnyugatra, a kristályos alaphegység északnyugati, úrhidai szegélyrögében a felszínen csak felsőeocént találunk. Az ugyanott lemélyített fúrásban is csak a felsőeocén mészmárga és lithothamniumos mészkő jelenlétét ismertük fel, ugyancsak amfibolandezittufarétegek kíséretében. Nyilvánvaló, hogy az eocén transzgresszió csak a felsőeocénben érte el ezt a peremet, s a kristályos alaphegység az eocénben mindvégig szárazföld volt. A Velencei hegység északi előtere a Vérteshegységig, a Bicskei öbölig terjedően, a felsőeocénig ugyancsak szárazföld volt.

A pannóniai és a nagyalföldi medencealakulatban, az említett határvonalon belül Budapesttől a Bükkhegység déli előteréig, a megfelelő mélységig hatolt fúrások mindegyikében megvan az eocén, utólag mélybesüllyedt peremi kifejlődésben; többnyire a felsőeocén, Majzon szerinti globigerinás—buliminás „budai márgával" egyező kifejlődésben, 20—70 m között változó vastagságban, a felszíni fedőhegységi tagozat közelében lemélyített fúrásokban vastagabb összlettel (Recsk 130 m, Egerszólát 116 m).

A legrégebben ismert ezek közül, a budapesti városligeti I. sz. fúrás 905—917 m mélységben megállapított mészmárgaösszlete, 0,85 m vastag kőszénteleppel, amely közvetlenül a valószínűleg karni—nóri fődolomiton települ. Ez az ugyancsak alföldperemi kósdi kőszénösszlettel azonos, amely mint láttuk, a dorogi hasonló kifejlődéssel egyezően, a középsőeocén felső részébe tartozik. Kósdon, a kőszéntelep alatt szárazföldi tarkaagyagösszlet is van, nyilvánvaló tehát, hogy ezek a részek a középsőeocén végén újraindult transzgresszióval váltak üledékgyűjtő területté. A városligeti I. sz. fúrásban a felsőeocén tengeri rétegek hiányoznak, a fedőben közvetlenül a rupéli foraminiferás agyagösszlet következik, amelynek alján a Zsigmondy Vilmos számozása szerinti 56. és 57. sz. homokos agyag, mészmárga és vékony homokkőrétegekből álló összletben a lattorfi emeletet is föltételezhetjük. Az ettől mintegy 500 m távolságban telepített II. sz. városligeti fúrásban a középsőeocén barnakőszén is hiányzik; az 1246 m-ben, elért nóri dachsteini mészkő fölött a lattorfi emeletet, majd a felsőeocénbe sorolt „budai márgát" valószínűsítjük.

Kósdon és tovább északkelet felé a nummuliteszes discocyclinidás lithothamniumos mészkőösszlet is megvan, fölötte a lattorfi emelet durvahomokkő- és konglomerátumrétegei találhatók. A Városligettől mintegy 25 km légvonaltávolságban levő őrszentmiklósi III. sz. fúrásban a rupéli agyagösszlet alatt, a városligetivel közel azonos 879—911 m mélységben, csak felsőeocén discocyclinidás—nummuliteszes mészkő települt a nóri dachsteini mészkőre. Mindez azt mutatja, hogy a medenceszegélyek nagyon egyenlőtlenül süllyedő módon kerültek az előretörő eocén tenger alá. Az eocénvégi kiemelkedés nyomán kisebb mértékben az oligocéneleji lepusztulás is érvényesült, ugyancsak egyenlőtlen mértékben.

Felsőeocén rétegek mutatkoztak Budapest távolabbi körzetében mélyített medencerészeken is. A cinkotai 2. sz. fúrásban (1462—1530 m) harántolt sötétszürke, homokos, meszes agyagot, jellegzetes csökkentsósvízi molluszka faunával, fényes kőszéncsíkokkal majd sötétszürke ostracodás márgát és szenesedett növénytörmelékes homokkövet, gyér közömbös Foraminiferákkal, Majzon szerint a kósdi középsőeocén felső részébe tartozó kőszénösszlet fedőrétegeivel azonosíthatjuk. Az összlet fölött lithothamniumos, agyagos felsőeocén mészkő volt. Ezzel szemben teljesebb, meglepően nagy vastagságú eocén rétegösszletet harántoltak az újabb cinkotai 6. sz. mélyfúrásban. Az 1464 méterig terjedő oligocén (rupéli—lattorfi) rétegek után 915 m vastag felsőeocén globigerinás agyagmárga- és bakonyi jellegű mészmárgarétegek 305 m vastag sorozata következett,

majd a középsőeocén (lutéciai) meszes agyag, mészmárga, homokkő és tarka agyagmárga tengeri sorozatában haladtak, a miliolinás rétegekre utaló faunajelleggel. Veresegyházán (1936 m) lithothamniumos mészkő, Őrszentmiklóson (8. sz.) már 380 m mélységben mutatkozott a felsőeocénbeli sárgásszürke, miliolinás mészkő. Ugyanezt a lithothamniumos, miliolinás mészkövet a turai fúrás 1489 m-ben érte el. A tóalmási fúrás a lattorfi rétegek után, 2496—2667 m-ben elért talpig, felsőeocén agyagkő, agyagmárga és homokkő *(Nummulites incrassata)* rétegeket harántolt, vulkáni tufabetelepülésekkel.

A legutóbbi időkig általánosságban arra következtettünk, hogy az eocén északkelet felé mindinkább fiatalabb tagokkal, a Bükkhegységben már csak felsőeocén rétegekkel mutatkozik. Föltűnő a nagyalföldi mélyfúrások eddig legdélibb eocén lelete, a Bugyi község határában lemélyített III. sz. fúrásban. Itt a rupéli agyagösszlet alatt levő jellegzetes algás, növénytartalmú szürke márga, fekete bitumenes agyag és kőszéncsíkos homokkő 934—969 m között a városligeti I. és a cinkotai fúrásokban megállapított és a kősdi bányászatban leművelt középsőeocén kőszénösszletet képviseli. Alatta a vérteshegységi Oroszlány—pusztavámi kőszénterületen megismert apti vöröses szürkefoltos homokkő és tarka agyagrétegek voltak, végül 1176 m-ben durva kristályos hegységből származó, kevéssé lekerekített kőzetanyagú (kvarc, tűzkő, szarukő) alapkonglomerátumba jutottak. Az utóbbi, a dél felé valószínűsíthető kristályos alaphegységvonulat közellétére utal, s egyszersmind alátámasztja azt a föltevést, hogy a fúrástól délre eső vonulat egykori kiemelkedett szárazföldként határolja az eocén kiterjedését.

A paleogén határvonalon belül, a medenceperemen, észak felé Nagybátonyig terjedően, nincs még mélyfúrási adatunk. A paleogén jelenlétét a Mátra déli medenceelőterében eddig nem ismerjük. Az eocén medenceperemi kifejlődését a bükkszéki és számos bükkalji (Tard—Mezőkeresztes) mélyfúrás többé-kevésbé ismert adatai tisztázták. Ezek szerint az alföldi északi medenceperemen az eocén kifejlődése a derecskei és a bükkalji felszíni (Zsérc) felsőeocénnel egyező, lithothamniumos—discocyclinidás—nummuliteszes mészkő. Ennek rétegtani helyzetével a bükkszéki mélyfúrásokkal kapcsolatban Majzon foglalkozott, és az addig fönnállott véleménykülönbségek kritikai figyelembevételével a lattorfi emelet aljába sorolta, illetve az eocén és az oligocén határrétegének minősítette. Felsőeocénbe (bartoni emelet) tartozásuk kétségtelen. A felsőeocén a bükkszéki fúrásokban igen változó vastagságban mutatkozott (0,7—47 m), ami részben egyes részek szerkezeti kiemeltségével, részben egyenlőtlen oligocéneleji lepusztulással magyarázható. A recski fúrásokban alapkonglomerátum és tarkaagyagösszlet is van. Ugyanezt találjuk a bükkalji (Zsérc, Síkkút) fúrásban is, ahol mintegy 100 m lithothamniumos—discocyclinidás—nummuliteszes mészkőösszlet alatt, 359 m-ig, tarka édesvízi agyagsorozat kőszénzsinórokkal és kőszenes palás agyaggal (288,7—292 m) is volt. Ezt a kifejlődést már a Kósd vidékivel azonosan középsőeocén felső részébe tartozónak vehetjük.

A Bükkhegység déli medenceelőterében, a mezőkeresztesi és a demjéni fúrásokban is harántolták az eocén rétegeket. A demjéni fúrások eocén rétegeinek alján levő homokos, miliolinás márga, Majzon szerint, a középsőeocénbe tartozik, s a budakeszi hasonló foraminiferás márgával azonosítható. Fölötte, a demjéni és a mezőkeresztesi fúrásokban is, felsőeocén lithothamniumos, bryozoás mészkő és márga következik. A felsőeocén rétegek vastagsága úgy, mint Bükkszéken, változó. Mezőkeresztesen, 1380—1542 m mélységek között: 20—63 m, a demjéni fúrásokban 470—712 m mélységekben: 40—60 m.

Ebben a megítélésben számításba vehető még a régi debreceni I. sz. fúrás rupéli agyagmárgaösszletéből közelebbi meghatározás nélkül említett *Nummulites* kérdése is. Nem lehetetlen, hogy a jellemző foraminiferás rétegekben 1737 m-ig haladt fúrás a továbbmélyítésben elérhette volna a felsőeocén kifejlődést is. Ennek alátámasztását jelentheti a Nagyalföldön, a nádudvari 3. sz. fúrásban, a pannóniai és tortonai rétegösszlet után, az 1840—1943 m mélységből származó zöldesszürke (glaukonitos?), globigerinás—hantkeninás agyagmárga, mely Majzon megállapítása szerint felsőeocén, s a bakonyi általános elterjedésű, hasonló rétegekkel azonosítható.

Gyakorlati tekintetben számottevő a bükkszéki fúrásokban a felsőeocén mészkőből helyenként fölszálló nátriumkarbonátos sós melegvíz. Ennek föltörése, Telegdi-Roth Károly szerint, a boltozattetőn az ottani különleges helyi tektonikai viszonyok és a szénsav fölhajtó ereje nyomán történik. Barnabás Kálmán idevonatkozó legújabb részletes vizsgálatai szerint itt a vízszolgáltatás területe és a vízhozam is korlátozott.

Oligocén

Az oligocén elterjedése, az eddigi mélyfúrási adatok szerint, a vázolt medencebeli paleogén határvonalat követi. Kifejlődésében szintén a fedőhegységiekkel teljesen egyezik. Föltűnő különbség azonban, hogy a Buda vidéki alsóoligocén durvahomokkő és konglomerátum legtöbbször hiányzik (219. o.), a felsőoligocén pedig keleten a medence felé fokozatosan kimarad. Az alsóoligocén homokkő—konglomerátum tehát csak a partszegélyre szorítkozó delta jellegű fölhalmozódás, ami a medence belsejében nem is várható. A további oligocén tagokhoz való viszonyát a Romhány—Alsópetény körüli mélyfúrások tisztázták. A fedőhegységi tagolódás szerint a szárazföldi tarkaagyagösszletből fokozatosan, váltakozó homokkő rétegekkel kifejlődve, fölfelé tengeri molluszkás rétegekkel, majd foraminiferás agyagrétegekkel megy át a rupéli agyagösszletbe. A tarkaagyagösszlet alatt a felsőeocén kovás agyagmárga és a lithothamniumos mészkő foglal helyet.

Lattorfi emelet

A medencebeli oligocén összletben, főként a bükkszéki terület 69 mélyfúrási anyagának vizsgálatából, Majzon hat szintet különböztetett meg. Ezek kifejlődését és sorrendjét a fedőhegység rétegtani viszonyaiban ismertettük. Láttuk, hogy az alsó két szint a lattorfi emeletbe sorolva, a nagyjában egyveretű agyag- és agyagmárgaösszlet alsó tagozatát képviseli, amelybe a romhányi föltárások szerint a homokkő közé települt agyagrétegek átmenettel kapcsolódnak. Erre mutat az a tény is, hogy a medencebeli mezőkeresztesi fúrásokban, 1200—1360 m közötti mélységekben, a lattorfi emeletbe tartozó foraminiferamentes 5. szintben 1,5—3 m vastagságú, durvakavicsos homokkövet is észleltek, ami Majzon megállapítása szerint, a Buda vidéki „hárshegyi homokkővel" azonosnak vehető. Mindenképpen transzgressziós képződmény.

A medencebeli oligocén összlet szintekre tagolása, elsősorban a *Foraminifera*-félék alapján, egyes alakok vagy faunatársaságok jelenléte vagy hiánya szerint történt. Az egyes szintek elhatárolásából kitűnik azok nagyon változó vastagsága. A Majzontól kezdetben lattorfi emelet aljába sorolt, újabban eocén—oligocén határtagnak tekintett lithothamniumos—nummuliteszes rétegek, az összehasonlító vizsgálat szerint a felsőeocénbe tartoznak. Fölmerülhet még az a kérdés, hogy a globigerinás (6. sz.), foraminiferás szint is a szajlai 1. sz. fúrásból megismert vékony lithothamniumos mészkőréteggel, ugyancsak a felsőeocén zárótagjaként, a Padrag—halimbai globigerinás márgával párhuzamosítható. Globigerinás rétegek a felsőeocént záró „budai márgában" is vannak. Ezek az „alsó globigerinás—buliminás rétegek" nem minden medencebeli fúrásban mutatkoznak az oligocén alján, ami a felsőeocén egyenlőtlen kifejlődésén felül, egyenlőtlen lepusztulással is magyarázható.

Ilyen értelemben a medencebeli alsóoligocén (lattorfi emelet) Majzon 5. sz. „foraminiferamentes" szintjével kezdődnék. Ez Majzon szerint „sötétszürke agyag, helyenként keményebb padokkal", alsó részében barnássárga és barnásszürke agyagmárgaösszlet, középső és felső részében agyag-, tufa- és homokkőrétegekkel. Növény- és halmaradványokat tartalmaz, igen ritkán koptatott Foraminiferákat is. Ezekből sekélyvízi, a partoktól nem nagy távolságú és aligsós (oligohalin) üledékképződésre következtethetünk. Ezt a tardi mélyfúrásban 386 m vastag rétegösszletet („tardi szint") a „budai márgával" veszik azonosnak. A discocyclinidás—lithothamniumos mészkő fölötti települése szerint alsóoligocén rétegtani helyzete kétségtelen. Majzon szerint azonban az alsóbb rétegekkel szorosabban összefügg, ami emlékeztet a romhányi szelvény homokkő- és agyagösszlet kapcsolatára, de emlékeztet a „bryozoás márga" és „budai márga" fedőhegységi összefüggésére is. A Budai hegységben a felsőeocén és oligocén közötti régi irodalmi vita és ellentmondás abból adódik, hogy, mint láttuk, az eocén végén, regresszió-

val és kiemelkedéssel kell számolnunk, ugyanakkor azonban a lattorfi emeletet képviselve látjuk az összetartozó fedőhegységi felsőeocén „bryozoás márga" és „budai márga" határrétegek fölött következő medencebeli, foraminiferamentes rétegösszletben. Viszont az utóbbi több helyen megállapítható diszkordancia nélkül, üledékátmenettel kapcsolódik a felsőeocénhez. Ez úgy magyarázható, hogy a felsőeocén rétegösszlet nem mindenütt tölti ki egészen az eocén végső szakaszát, s az erősebb lepusztulással járó, nem nagymérvű kiemelkedés éretté vált térszínalakulása az üledékanyag szállítását is megváltoztatta. A lepusztulás különböző mértéke nemcsak a felsőeocén rétegeknek medencebeli különböző vastagságában, hanem abban is mutatkozik, hogy egyes mélyfúrásokban (Városliget, Cinkota, Bugyi) nemcsak a felsőeocén, hanem mélyebb eocén tagok is észlelhetők, közvetlenül a lattorfi—rupéli összlet alatt. Bizonyos mértékben eocénvégi regresszióra utal a lattorfi emelet kezdetét jelző foraminiferamentes rétegösszlet lefűződött, oxigénhiányos, redukciós, aligsós közegű volta.

Majzon vizsgálatai szerint a mélyfúrások medencekifejlődést jelző adatai közül a lattorfi emeletbe sorolt „foraminiferamentes" szint csaknem minden medencefenékig hatolt fúrásban kimutatható, Budapesttől ÉK-re a Cserháthegység körül, Mátraaljén és a Bükkalján végig. Eddig nem volt megállapítható Sóshartyán, Nagyszécsény, Ózd, Rudabánya körül s az Alföldön a Bugyi és Debrecen körüli fúrásokban. Ennek oka részben a fúrások kis mélysége, befejezetlensége, részben a mintavétel hiányában vagy fúrási minták megfelelő vizsgálatának hiányában kereshető.

A medencebeli, lattorfi emeletbe sorolt rétegek vastagsága, Majzon adatai szerint, a különböző mélyfúrásokban még közeli területrészeken is, nagyon változó. A Budapest környéki fúrásokból 22—195 m közötti adataink vannak. A bükkalji mezőkeresztesi fúrásokban 200—427 m, a demjéni fúrásokban mindössze 40—70 m között változó adataink vannak.

Rupéli emelet

A rupéli emeletbe tartozó szintek a medencerészekben általánosabb elterjedésűek, bár Majzon eddigi vizsgálatai szerint a különböző mélyfúrások anyagában az összes szintek egyetemleges jelenléte eddig csak Bükkszék körül volt kimutatható. Ennek oka valószínűleg a hiányos mintavételben kereshető. Főként a „globigerinás—cassidulinás" *(4)*, az agglutinált foraminiferás, rhabdamminás—cyclamminás *(3)* s helyenként a „felső globigerinás" *(2)* és a „*Discorbis ambiguus*" fedőszint *(0)* ismerhetők föl, jellegzetes alakjukban (XVI. táblázat).

A medencebeli rupéli rétegösszlet a különböző mélyfúrásokban más-más mélységekben és eltérő vastagságokban mutatkozik. Az Alföld északi peremén, Budapesttől a Bükkaljáig terjedő fúrásokban többé-kevésbé részletesen vizsgált módon ismeretes. A városligeti I. sz. fúrás 579 m mélységében 325 m vastag a rétegösszlet. A városligeti II. sz. fúrásban 660 méterben elért 540 m vastag rupéli—lattorfi rétegösszletben (1., 4., 5., 6. szint) andezittufazsinórok is voltak. A budai oldalon, az Erzsébet sósfürdő fúrásában 225—515 m közötti rupéli agyagösszletben 480—487 m között, az agglutinált foraminiferás (3.) szintben is észleltek andezittufarétegeket. Az őrszentmiklósi fúrásokban kiemelt, magas helyzetben a rupéli összlet kisebb vastagságú, de a hasonlóan magas térszíni helyzetű (200 m) cinkotai 2. sz. fúrásban már 1225 m vastagságú, a veresegyházi pedig 1030 m vastag. A nagyobb mélységű gödöllői fúrásokban (1. sz. 1225—1326 m, 3. sz. 1543—1893 m) csak 100 illetve 350 m. A turai fúrásból Majzon csak a felsőbb szintek jelenlétét említi, 165 m vastagságban. Az említett Pest környéki fúrásokban kiemeli a rhabdamminás—cyclamminás (3.) szintben jelentkező, a budai fedőhegység felszíni összletében és a bükkalji mélyfúrásokban általánosan jellemző andezittufarétegek hiányát. Ez a hiány nyilvánvalóan a mintavétel hiányosságából ered. A veresegyházi fúrás rupéli agyagösszletének 3. szintjében az Eger vidéki felszíni mangánkarbonátos rétegek is megvannak.

Új megismerésként adódik az Alföld belseje felé, a Tóalmás határában lemélyített fúrás oligocén rétegsora, amelyben a pannóniai (800 m), szarmata (58 m) és

tortonai (192 m) rétegösszletek alatt, felső- és alsókatti (280 m), rupéli (688 m) és lattorfi (268 m) emeletbe tartozó rétegeket határoztak meg. Alatta felsőeocén agyag-, agyagmárga-, homokkő- és vulkáni tufarétegek (171 m) voltak, 2667 m talpmélységig. A felső-

XVI. táblázat

Paleogén foraminiferás kifejlődések

(MAJZON L. nyomán, 1959)

Kor	Emelet		Szint	Kifejlődés
Oligocén	Katti	alsó	Bathysiphonos	Csillámos, finomhomokos agyagmárga (slires), a neogén Foraminiferák megjelenése
Eocén	„Clavulina szabói" tartalmú rétegek alsó osztályzat — felső osztályzat — Rupéli	felső	*Discorbis ambiguus*-os	*Cl. szabói* nélküli, homokos, homokköves agyagmárga utolsó paleogén Foraminiferák
			Heterosteginás	Glaukonitos, heterosteginás, lepidocyclinás laza mészkő és agyagmárga
			Utolsó *Clavulinoides*-félék	Gazdag foraminiferás agyagmárga
		alsó	Felső globigerinás	Globigerinás agyagmárga
			Rhabdamminás, cyclamminás	Agglutinált foraminiferás, homokköves és tufás agyagmárga Mangános — riolittufás — bentonitos agyagmárga
			Középső globigerinás és cassidulinás	Globigerinás agyagmárga (óbudai eredeti „kiscelli" agyag)
	Lattorfi		Foraminiferamentes	Peremen: durva homokkő és konglomerátum Medencében: foraminiferamentes, hal- és növénymaradványos palás rétegek
	Priabonai	Ludi	Alsó globigerinás, buliminás	Peremen: bryozoás „budai" márga Medencében: globigerinás agyagmárga és márga, fliskifejlődésű területen: tarka, homokos globigerinás agyagmárga
		Bartoni	Hantkeninás, acarininás	Hantkeninás, globigerinás agyagmárga, glaukonitos agyagmárga
	Lutéciai		Lepidocyclinás, asterocyclinás	Discocyclinidás, apró nummuliteszes mészkő és márga
			Nagytermetű *Nummulites*-félék	Perforatás és striatás márga és mészkő *(Cl. szabói* első példányai)
	Londoni		Miliolideás, elphidiumos	Miliolideás, alveolinás márga és mészkő
			Operculinás	Operculinás agyagmárga, paleogén Foraminiferák megjelenése

nummuliteszes

katti rétegek glaukonitos kifejlődésűek. A rupéli rétegek jellemző gazdag *Foraminifera*-tartalmúak. MAJZON közlése szerint ugyancsak az egyik legújabb kisújszállási mélyfúrásban a pannóniai és vékony tortonai rétegek alatt alsórupéli globigerinás rétegeket értek el, alattuk 1773—1774 m talpmélységig a lattorfi emelet durva, kvarckavicsos konglomerátumával.

A medencebeli rupéli rétegösszletet továbbterjedőleg a Mátra- és a Bükkhegység körül lemélyített, jól tanulmányozott mélyfúrásokból ismerjük. Ezek a MAJZONtól a bükkszéki mélyfúrásokból közölt vizsgálati eredmények a változó vastagságú medencebeli oligocén összlet egyveretű jellegeit és szintezhetőségét az egész területre vonatkozóan kiterjesztették és valószínűsítették. A bükkalji fúrásokban a globigerinás szint vastagsága 60—270 m között változik.

Mezőkeresztesen MAJZON a rupéli felső (2. sz.) globigerinás szintet is kimutatta 130 m vastagságban. Ugyancsak felsőrupéli tagozatot ismertetett az emődi 1. sz. fúrásból is.

A rupéli emelet felső részébe, az alábbi összeállítás szerint, külön szintként helyezi MAJZON a bogácsi 1. és a demjéni—szomolyai 5. sz. fúrásban, 75—95 m között észlelt glaukonitos agyagmárga-, 95—99 m között megállapított lithothamniumos—heterosteginás mészkő-, meszes glaukonitos homokkő- és agyagmárgarétegeket, valamint a 99—105 m közötti glaukonitos és tufás agyagmárgát, amelyek ebben a kifejlődésben a rupéli rétegösszletben egészen újszerűek („heterosteginás szint").

Ilyen glaukonitos rétegek voltak még a bogácsi 6., a demjéni—szomolyai 1., 2. és a szomolyai 4., 5., és 6. sz. fúrásban is. Ezeket MAJZON a felsőrupéli összlet aljára helyezi, s megemlíti, hogy a felsőrupéli szintre jellemző Foraminiferákon kívül a Budapest környéki katti emeletből leírt *Corrosina pupoides* és *Discorbis ambiguus* is megtalálható volt. Ezekkel a medencebeli rétegekkel egyeznek az egri, régebbi vincellér-iskolai mélyfúrásból ismert glaukonitos, heterosteginás rétegek, melyeknek puhatestű faunája (*Pecten*-félék) Cs. MEZNERICS ILONA szerint az egri téglagyári klasszikus akvitáni faunával azonos. A most lemélyített újabb fúrásban a glaukonitos heterosteginás rétegek alatt a rupéli emelet ismert foraminiferás szintjei, majd a lattorfi rétegek és a jellegzetes felsőeocén rétegek voltak. Ezek szerint az egri, sőt Demjén—Szomolya környéki, felszínen is található, mintegy 20 km hosszban fúrásokkal is megállapított glaukonitos rétegösszlet felsőrupéli emeletbe tartozása vitathatatlannak vehető. Az egri téglagyári rétegösszlet akvitáni faunás rétegei, valamint azok fedőjében levő burdigalai—helvéti határtufa a glaukonitos rétegek kétségtelen fedőjében vannak. A katti emelet végén, regressziós jellegének és lepusztítottságának kelet felé kimaradó voltának eddigi ismeretében, az egri akvitáni rétegek diszkordánsan települhetnek a glaukonitos rétegösszletre s az e fölött még észlelhető rupéli agyagmárgarétegekre.

Különösen figyelemre méltó az Eger—demjéni területen régebben ismert, felszínen is nyomozható, az utóbbi időben részletesen megkutatott mangános agyagösszlet, melynek üledékkőzettani vizsgálatát PANTÓ GÁBOR és MOLNÁR JÓZSEF közölte. A mangános összlet a rhabdamminás—cyclamminás (3.) szint alsó kétharmadában és a globigerinás—cassidulinás (4.) szint felső részében van ; az agyagmárgába betelepült vékonyabb-vastagabb homokkő, valamint 1—2 cm-től 2 m vastagságig terjedő andezittufacsíkokkal és rétegekkel kapcsolatos. A mangános agyagrétegek karbonátosak, alárendelten oxidosak. A mangánkarbonátos összlet sárgásfehér, zöldes világosszürke, finom csíkozottságú agyag, agyagmárga és mangánkarbonát váltakozásából áll. A fehér, karbonátos csíkok határán kivételesen szingenetikus 0,1 mm barna oxidos vonalak is mutatkoznak. A csíkok egyenetlenek, iszapfolyásos és zsugorodásos üledékalaki jellegekkel. A földes mangánkarbonátos rétegek piritkonkréciókat tartalmaznak.

A mangánoxidos rész földes, sárgásbarnától sötétbarnáig terjedő színű, csíkozott agyag. Ásványtanilag határozatlan agyagásvánnyal és vashidroxiddal szennyezett fekete gél.

A közbetelepült vulkáni anyag nem szintálló, ugyancsak kiékelődő, ritkábban durvaszemű törmelék, többnyire finom portufa. Anyaga jelentős halmirolitos elváltozást mutat, a tufaszövettől kagylóstörésű, egynemű, tömött bentonitig terjedő változatokkal. A globigerinás—cassidulinás (4.) szint felső részében gyakori homokos tufitrétegek vannak, szenesedett növényi maradványokkal. A mangánképződés anyaga nincs kapcsolatban a vulkáni anyag bomlásával, bár a legvastagabb mangános rétegek a sűrűbb tufarétegek szakaszában vannak.

A mangános rétegek jellemző *Foraminifera* faunája gyérebb, mint rendesen.

Mindezek az üledékkőzettani jellegek kétségtelen sekélytengeri keletkezésre utalnak, a mangánkiválás időnkénti redukciós közegével. A mangánkiválás a pszammit—pelit

üledék határterületén kezdetben gyengén, majd folyamatosan fokozódva, végül hirtelen végződéssel, éles elhatárolódással észlelhető. Sűrűn megszakítja a durvább- és finomabbszemű vulkáni szórt törmelékanyag és homokos agyag váltakozása.

A mangános összlet általános elterjedésben nyomozható a rupéli emelet azonos szintjeiben, a Budapestig terjedő mélyfúrások anyagában (Veresegyház).

A mangános agyag 5—12% közötti Mn-tartalma egyelőre a gyakorlati fölhasználás határán alul marad. Fizikai módszerekkel dúsítani nem lehet.

A Bükkhegység északi oldalán, a Sajóvölgyi medencében, rupéli emeletbe tartozó rétegeket ismerünk a rudabányai mélyfúrásban (86—214 m között) és Ózd körül. Rudabányán a pannóniai rétegek alatt 2 m vastag, tortonai foraminiferás, gyérfaunás rétegek voltak a rupéli rétegek fölött. A terület földtani viszonyai szerint a tortonainak vélt rétegek inkább helvéti emeletbeli denudációs foszlányok lehetnek. Az ózdi fúrás, Majzon szerint, a katti emelet glaukonitos és csillámos agyagösszlete alatt a felsőrupéli tagozatba jutott (800—1141 m).

Az Alföld belseje felé rupéli emeletbe tartozó rétegeket ismerünk az említett legdélibb Bugyi körüli fúrásokból, ahol Kőrössy László szerint gyakori, finomszemű és durvábbszemű, horzsaköves, agglomerátumos andezittufaközbetelepülések is voltak. Ezenkívül ugyancsak elszigetelten álló adat a debreceni állami 1. sz. mélyfúrás középsőoligocénnek minősített rétegösszlete. Az újabb, debreceni 2. sz. mélyfúrás homokos agyagmárgarétegei (1486—1489 m) Majzon megállapítása szerint a rupéli összlet agglutinált foraminiferás (3.) szintjébe tartoznak, és a kárpáti fliskifejlődés menilites rétegei fölött települő „krosznói" vagy „polanicai" rétegekkel azonosíthatók.

Katti emelet

A medencebeli oligocén kifejlődés jellegzetessége, a rétegösszletek változó mélységén és változó vastagságán kívül, a katti emelet hézagos volta vagy hiánya. Az alaphegységek déli előterében a rétegösszletek sok helyen a középsőoligocénnel zárulnak. A felsőoligocén (katti emelet) képződmények, mint említettük, Budapest távolabbi környékén (Cinkota, Rákosszentmihály, Veresegyház, Csomád, Gödöllő) túl, eddigi mélyfúrási adataink szerint, teljesen kimaradnak. A cinkotai fúrásban mintegy 175 m vastag foraminiferás, katti emeletbe tartozó homokos agyagrétegösszlet mutatkozott. Csomádon (1. sz.) 450 m vastag homokkő és homokos agyagmárga van, helyenként kőszéncsíkokkal. Ugyanakkor a Gerecsehegység és a Vérteshegység belső medencéiben (Héreg, Tarján, Mány, Alcsút) 100—350 m vastag, alsó részében szárazföldi—édesvízi, felső rétegösszletében foraminiferás, homokos—agyagos felsőoligocént találunk, helyenként közvetlenül a triász alaphegységre települt transzgressziós alaprétegekkel. Északkelet felé, a tardi mélyfúrásban hiányoznak, s a mezőkövesdi fúrásokban sincsenek megállapítva. Ezzel szemben a hegységek belső medencéiben és az északi előmedencékben a felsőoligocén nagyvastagságú rétegösszletekkel általánossá válik, transzgredál olyan területeken is, ahol a megelőző rupéli rétegek hiányoznak. A déli előtér rupéli emeleti süllyedő mozgását a föltöltődés túlsúlyából eredő kiemelkedés váltotta föl, míg ugyanakkor az északi medenceelőtérben a felsőoligocén üledékképződés folytatódott. A föltöltődéssel járó szárazfölddé alakulás itt csak a felsőoligocén végén következett be. Ezért az alföldperemi részek északkeleti medencealakulatában, Miskolc—Tokaj—Sátoraljaújhely déli előterében már az egész oligocén hiányával is számolhatunk. Így a sajóhídvégi fúrás a pannóniai (60—600 m) és a változó vastagságú (350 m-ig) szarmata mészkő-, agyag- és homokrétegek, valamint tortonai foraminiferás homokos agyag alatt, nagy vastagságú (1500 m) középsőmiocén vulkáni összletet (piroxénandezit, riolittufa, agglomerátum, kálitrachit, agyag- és homokrétegekkel váltakozva) harántolt, közvetlenül a középsőtriász mészkőaljzatra települve (1571—1848 m). Eger környékétől kezdődően, kelet felé, a Bükkalján nemcsak a felsőoligocén, hanem az egész oligocén rétegösszlet hiányzik, s az üledékképződés az alsómiocén szárazföldi tagozattal indul. Noszvaj—Síkfőkút körül régebben alsóoligocén szárazföldi kavicskonglomerátumnak vélt rétegek *Pecten* és *Ostrea* töredékek szerint tengeri burdigalai emeletre utalnak.

Ezt mutatja az egerszólátói fúrás, ahol vékony felsőpannóniai rétegek után 30—195 m között a szarmata emelet szárazföldi (beltavi) jellegű zöld és zöldesszürke, csillámos, finomhomokos agyag, meszes agyag, mészkonkréciós agyagmárga, alsó részében homokkő- és riolittufabetelepüléses összlete alatt bentonitosodott, horzsaköves, biotitos riolittufa (195—330 m), alsó részében bomlott, rétegezett riolittufa, közbetelepült morzsolódó, édesvízi szürke agyagrétegekkel a burdigalai—helvéti vulkáni összletet képviseli, amely itt közvetlenül, az oligocén hiányával, sötétszürke, kemény agyag-

pala-, finomszemű kovás homokkő- és sötétszürke, kalciteres mészkőrétegekből álló (330—351 m) bükkhegységi paleozóos (permi) alaphegységre települ. Az oligocén rétegösszlet tehát már a Mátrahegység déli előterében is hiányzik, amit inkább kiemelkedett szárazföldként, üledékhiánynak, mintsem teljes lepusztulásnak minősíthetünk. A Mátra- és a Bükkhegység déli peremi előtere a miocén elején is szárazföld, s csak tortonai—szarmata emeletben, részleges süllyedéssel került megfelelő tengerszegélyi tagozat alá.

Dél felé, az alföldi medence belsejében, az eddig elszigetelten álló debreceni 1. sz. fúrás 1532—1606 m mélységében levő durvaszemű homokkövet és konglomerátumot katti emeletbe sorolták. Alatta, az említett rupéli emeleti, foraminiferás agyagösszlet 1606—1737 m mélységig mutatkozott. Az utóbbi faunaelemekkel igazolva van, de a katti emeletbe sorolt rétegek kora nincs bizonyítva, s a felsőoligocén összlet föntebbi, keleti medencebeli hiánya szerint inkább a miocénbe tartozhatik. A rupéli emelet Debrecen körüli jelenléte egyelőre sem észak felé, még kevésbé a medence felé nem kapcsolható, elszigetelten marad, bár faunájában a bükkaljival azonos. Majzon szerint inkább a kárpáti fliskifejlődéshez sorolható.

Egyelőre hasonlóan elszigetelten áll a Balatontól délre, a buzsáki 8. sz. fúrásban az alsópannóniai (758 m), szarmata (805 m) és valószínű tortonai (903 m) rétegösszlet után 903—1589 m mélységben átharántolt rupéli—lattorfi emeletbe sorolt rétegösszlet. Ez határozottan medenceképződmény, ami semmiképpen nem lehet bakonyhegységi kifejlődés. Szürke, finomhomokos, kemény agyagmárga, világosszürke, finomszemű homokkő, sötétszürke és zöldesszürke agyagmárga, amelyben Majzon szerint a rupéli agglutinált alakokkal jellemzett szint, majd a sötétszürke, szenes növényi részeket tartalmazó foraminiferamentes lattorfi rétegek voltak megállapíthatók. Az összlet alsó tagozata valószínűleg szerkezeti zavargás nyomán, a 4. szintet képviselő, puhább zöldesszürke, globigerinás agyagmárga, s alatta 1589—1684 m között 95 m vastagságban barnásszürke, kalciteres mészkő, zöldesszürke, glaukonitos agyagmárga, bitumenes mészmárga, agyagmárga és agyag, bentonitosodott amfibolandezittufával *(Globigerina, Clavulinoides szabói)*, a bakonyi felsőeocén hantkeninás rétegekkel illetve a „budai márgával" azonosítható.

A fúrási anyagok részletesebb vizsgálatáig és további mélyfúrási leletekig, ezeknek az egyedülálló leleteknek összefüggése nyílt kérdés marad.

Mindezekből összegezőleg kitűnik, hogy a medencebeli eocén és oligocén rétegek kifejlődése a fedőhegységi felszíni tagozatokkal teljesen egyezik. Eddigi adataink nagy vonalakban csak elterjedésben adnak többletet, s a rétegösszletek nagyon változó vastagságáról adnak némi képet. A Majzon vizsgálatai alapján megállapított foraminiferás kifejlődések szintszerűségében, kiterjedésében és megjelölésében említett ellentmondások földtani tekintetben áttekinthetőbben szemlélhetők a paleogén egészére vonatkozó XVI. táblázatos összegezésben. További következtetésekhez újabb adatokra, főként azonban a mélyfúrási mintavétel gondosabb ellenőrzésére és részletesebb vizsgálatára van szükség.

NEOGÉN

Helvéti—tortonai emelet

A paleogén üledékeknek a medencében észlelhető, a felszíniekkel azonos kifejlődése a medencebeli mélyfúrási adatok szerint hasonlóan alakul a nem általános elterjedésű, bizonytalan alsó- és a középsőmiocén képződményekben is. A Dunántúlon a helvéti emelet szárazföldi kavicskonglomerátummal és tengeri rétegekkel is észlelhető. Az Alföld közepén és a Tiszántúlon azonban mindenütt csak szárazföldi üledékeket és nagy vastagságú vulkáni képződményeket ismerünk. A Dunántúlon, néhány zalai mélyfúrásban (Lovászi 2480 3021, 3460 m, Obornak—Oltárc 3083 m, Inke) gyér faunával igazolható, nagyvastagságúnak jelzett, helvéti emeletbe sorolt slir jellegű homokos agyagmárga vagy homokkő, agyagmárga vagy a mecsekivel egyező durva édesvízi—szárazföldi konglomerátumösszlet (Kurd, Igal, Inke 10. sz.) mutatkozik, riolittufa-

rétegekkel, valószínűleg szintén transzgressziós módon, a megfelelő alaphegységtagokon. Sokszor azonban a tortonai emelet partközeli rétegei homokos márga-, homokkő- vagy lajtamészkőkifejlődésben települnek (Inke, Igal, Lovászi, Budafa, Obornak, Újudvar, Nagylengyel, Buzsák), többnyire ugyancsak közvetlenül az alaphegységre. A helvéti rétegösszlet legtöbbször, különösen a délzalai fúrásokban nagy vastagságú (Obornak, Lovászi 800—1000 métert meghaladó) nyílttengerinek tűnő valóságos medenceképződmény.

A kisalföldi mélyfúrásokban észlelt helvéti—tortonai rétegösszletek eddig ismert adatait a határon túli ausztriai és szlovákiai területrészek adataival Kőrössy László tanulmánya foglalta össze. Ezek szerint a mihályi fúrásokban 60—100 m vastag mészkő, kovás márga, homokkő és kristályos pala anyagú transzgressziós alapkonglomerátum képviseli a tortonai emeletet. Alatta fillit, kvarcfillit, gneisz és csillámpala mutatkozott. Vát on pannóniai (2092 m), majd szarmata (2244 m) rétegek alatt mindössze 40 m vastag tortonai faunás mészmárga, homokkő és alapkonglomerátum települ a paleozóos agyagpalarétegekre. A büki 2. sz. fúrás alsópannóniai rétegösszlet alatt (1225 m) 45 m vastag tortonai lithothamniumos mészkövet ért, valószínűleg devon dolomit, sötétszürke agyagpala és meszes agyagpala fölött. A Pinnye—Fertőszentmiklós közötti 2. sz. fúrás 1560 m mélységben érte el a tortonai lithothamniumos mészkövet, mészmárgát és alapkonglomerátumot (74 m), és 1634 méterben fillitben végződött.

Igen jelentős földtani eredményekre vezetett a szanyi fúrás, amelynek előzetes adatai szerint a felsőpannóniai (1206 m) és alsópannóniai (2032 m) rétegösszlet után 2501 méter talpmélységig „miocén agyagmárga-, andezit és andezittufarétegeket" jeleztek. Ennek az adatnak jelentősége a geofizikai vizsgálatokkal jelzett vulkáni képződményekben mutatkozott. Ezért a Kőolajipari Tröszt dunántúli kőolajfúrási üzemének földtani osztályától, Tomor János útján rendelkezésünkre bocsájtott fúrási magmintákat Székyné Fux Vilma és Szádeczky-Kardoss professzor közreműködésével újravizsgáltuk, s a vizsgálat eredménye a vulkáni kőzetminták különleges voltának megállapításán fölül közelebbi rétegtani helyzet rögzítésére is vezetett. Az újravizsgálat csak a 2032 m utáni, miocénnek minősített fúrási mintákra szorítkozott. A 2046,5—2052,5 m közötti 21/3 jelzésű minta tortonai emeletet jelentő, lithothamniumos, fehér mészmárga; a 2131—2135 m közötti 23/1 jelzésű minta kalcitos dolerit (karbodolerit) szubvulkáni telér, a többi kemény sötétszürke agyagmárga és homokkő, gyér *Foraminifera* és *Ostracoda* maradványokkal, a helvéti emeletbe sorolható. A 2160—2161,5 m, 24. sz. minta ugyancsak kalcitos dolerit; a 2177—2178 m, 25. sz. minta fekete (helvéti) agyagpala, savanyú trachit kötőanyagú breccsiával. A 2214,5—2217,5 m, 26. sz. minta kalcitos dolerit, a 2304,5—2306 m, 27. sz. minta ismét helvéti agyagpala és savanyú, nátrontartalmú trachitbreccsiás keverékkőzet, lávakötőanyaggal. A 2329—2331 m, 28. sz. minta sötétszürke, kemény helvéti agyagpala; a 2367,5—2370 m, 29. sz. minta karbodolerit. Végül a további, 30., 31., 32. sz. 2406—2500,5 m közötti három minta fekete, helvéti agyagpala, kevés víztiszta finom kvarccal és apró organopiritgömbökkel, szervesmaradvány nélkül.

Végeredményben tehát a szanyi mélyfúrás a tortonai rétegeket nem nagy vastagságban harántolva, a helvéti rétegösszletben állt meg. A közbetelepült vulkanitok szubvulkáni jellemzését a vulkánossággal kapcsolatban értelmezzük.

Kőrössy megállapítása szerint a Kisalföld északi medencerészében (az országhatáron túli részek tekintetbevételével) a helvéti—tortonai rétegösszlet sokkal nagyobb vastagságú (1000—1500 m), mint a Kisalföld magyar területű déli részén. Viszont a tortonai rétegösszlet a Zalai medence nagylengyeli—lovászi részeiben nagyobb vastagságú, egyhangú, a szarmata emelet felé nehezen elhatárolható kifejlődés.

A nagylengyeli olajterület tortonai rétegösszlete, Dubay László vizsgálatai szerint, 15—20 m vastag lithothamniumos, foraminiferás, bryozoás mészkővel kezdődik. Ez közvetlenül települ az ottani triász—felsőkréta medencealjzatra. Fölfelé márgaösszletbe megy át, melynek alsó részében plagioklász riolittufacsíkok vannak, majd glaukonitos homokkőrétegek, glaukonitos foraminiferás agyagmárga, végül vékonyleveles, halmaradványos, foraminiferás agyagmárga zárja le a tengeri tortonai rétegösszletet. A halmaradványos leveles agyagmárga azonos kőzetkifejlődéssel, csökkentsósvízi faunaelemekkel megy át a szarmata emeletbe.

A nagylengyeli tortonai rétegösszlet vastagsága 80—210 m között változik, az egykori térszín egyenlőtlenségei szerint. Kifejlődése, jól egyeztethető mind a bakonyi,

mind a mecseki hasonló rétegösszletekkel, azzal a feltűnő különbséggel, hogy az utóbbiak partközeli, medenceperemi, öböl vagy laguna jellegük szerint édesvízi és csökkentsósvízi rétegeket is tartalmaznak. A nagylengyeli összlet változatlan tengeri jellege a nyíltabb tenger állandósult víztükrét, az üledékképződés zavartalan menetét igazolja. A nyugodtvízű üledékképződést DUBAY vizsgálatai is megállapították.

A dunántúli helvéti—tortonai medenceüledékek ismeretét sok tekintetben előbbrevitték VÖLGYI LÁSZLÓ lovászi olajterületre vonatkozó délzalai vizsgálatai. Az ottani legnagyobb mélységű fúrásokban a helvéti emelet még át nem harántolt rétegösszlete sötétszürke, finomhomokos, slir jellegű agyagmárga, glaukonit szemcsékkel, pirittel és riolittufacsíkokkal. Foraminiferás, felső részében candorbulinás. Vastagsága 1000 méternél nagyobb.

A lovászi tortonai emelet a helvéti összletből üledékfolytonossággal fejlődik ki, a határon kemény, kalciteres márgával. Alsó része meszesebb, homokos márga, homokkőrétegekkel, majd glaukonitos homokkővel. Fölfelé durvábbszemű, meszes homokkő és konglomerátum, lithothamniumos, homokos mészkő következik, jellemző tortonai faunaelemekkel, (*Foraminifera*, szivacstűk, *Bryozoa*, kagylók, csigák, *Ostracoda*). Partközeli képződését igazolják a szenes—pirites növényi részek, szenes homokkő és a gyakori finomsávos keresztrétegzettség. A felső tagozat uralkodóan foraminiferás agyagmárga, jellegzetes globigerinás—candorbulinás rétegekkel.

Ez a lovászi tortonai összlet jól egyeztethető az említett nagylengyeli hasonló rétegekkel, bár itt tetemesen nagyobb, 650—700 m vastagságú. A tortonai emelet záróösszlete halmaradványos, leveles agyagmárga, amely a nagylengyelivel együtt a hasonló fedőhegységi tortonai kifejlődéssel azonosítható. VÖLGYI szerint a lovászi területen üledékfolytonossággal megy át a szarmata emelet hasonló rétegeibe. Nagylengyelben a glaukonitszemcsés, riolittufacsíkos rétegek a globigerinás—candorbulinás rétegekkel együtt DUBAY szerint a tortonai emeletbe, MAJZON szerint az alsótortonai tagozatba tartoznak. Ugyanilyen foraminiferás, candorbulinás agyagmárga az igali területen lithothamniumos meszes homokkő fölött következik, amit szintén tortonai emeletbe sorolhatunk. A homokkő anyaga riolittufából származó koptatott kvarc- és plagioklászszemcséket tartalmaz. Ezt az ellentmondást VÖLGYI a candorbulinás rétegek megismétlődő voltával magyarázza. A candorbulinás rétegek Erdélyben nagyon jellegzetes szintet képviselnek a „dési" dácittufaösszletben, amit a magyar geológusok összehasonlító együttesben, MAJZON L. vizsgálatai nyomán, alsótortonai emeletbe soroltak. Az újabb román irodalom szerint a „sósagyag" egész összlete tortonai emeletbe tartozik.

MAJZON szerint a tortonai emelet alsó részébe tartozó candorbulinás—globigerinás agyagmárga- és mészmárgarétegek, a Pannóniai medence mélyfúrásaiban vezetőszint jelleggel, általánosan elterjedtek (Obornak, Lovászi, Vát, Nagylengyel, Buzsák, Karád) az egyes területrészeken 640—3000 m között változó, különböző mélységekben. Helyenként lithothamniumos, amphisteginás mészkő van fölöttük. Ezek a candorbulinás rétegek nyílttengeri, sekélytengeri képződmények ; valószínű az Erdélyi medencével való kapcsolatuk.

Az Alföld északi részén figyelemre méltó a tóalmási fúrásban megállapított katti emelet glaukonitos, agyagos, homokos rétegei fölött 1078—1260 m mélységben kimutatott nagyvastagságú (280 m) tortonai agyagmárga, mészmárga, homokkő és riolittufa, a burdigalai—helvéti rétegek hiányával.

A bükkalji mélyfúrásokban (Mezőnyárád, Mezőkeresztes, Demjén) a miocén medenceüledékeket szárazföldi tarkaagyag, riolittufa (200—628 m), sötétszürke agyagmárga és homokkő képviseli. Ezek, a nógrádi fedőhegységi analógia szerint, a burdigalai emeletbe sorolhatók. Ebben az esetben különösen föltűnő a vele kapcsolatos, itt „alsó riolittufának" minősülő vulkáni képződmények nagy vastagsága. Fölmerül tehát az a lehetőség, hogy ebben a kőzettani tekintetben még nem eléggé részletezett vulkáni összletben, az Eger vidékiekhez és a sajóhídvégihez hasonlóan, a helvéti és a tortonai emeletek vulkánosságának termékei is benne foglaltatnak. Ez a lehetőség a sajóhídvégi vastag vulkáni összlet fölött kimutatott tengeri, homokos tortonai agyaggal igazoltnak vehető.

A fedőhegységi tortonai emelet rétegösszleteivel egyező fáciesben mutatkozik a medencékben (Dunántúl, Alföld) a tortonai emelet alapkonglomerátummal kezdődő lithothamniumos mészkőkifejlődése. Az utóbbi a candorbulinás rétegek fölött is megismétlődik. Ezt a partközeli és nyíltabb tengeri kifejlődésváltozást a medencealjzat egyenlőtlen mozgásaival magyarázhatjuk, amelyek során egyes részek csak a tortonai emelet transzgressziójával jutottak tenger alá, s a medenceszegélyeken a fedőhegységi tagozatok fokozottabb fáciesváltozásait (édesvízi, csökkentsósvízi, tengeri) eredményezték.

Az alföldi mélyfúrási adatok szerint a miocéneleji képződmények szárazföldi jellegűek. Ilyen a debreceni régebbi kincstári fúrás 1470—1606 m között harántolt, a rupéli rétegekre következő vöröstarka homokos agyag-, homokkő- és apró kvarc, fillit, csillámpala és kovapala kavicsos konglomerátumösszlete, ami a nógrádi és bükkalji hasonló helyzetű burdigalai rétegekkel azonosítható. Ugyanilyen homokos, csillámos, vörösagyagos rétegek voltak a nádudvari fúrásokban az ottani felsőeocén rétegek fölött s a helvéti—tortonai vulkáni összlet alatt.

Az alföldi, medenceközépnek tekinthető területen a legutóbbi időkig csak a bajai mélyfúrásban ismertünk a mecsekhegységihez hasonló alsóhelvéti emeletbe sorolható kavicsos, törmelékes rétegeket. Újabban délen, a madarasi kutatófúrásokban, viszonylag kis mélységekben (155, 400 m) szintén az alsóhelvéti emelet jellegzetes szárazföldi kavicskonglomerátumát fúrták át 30 illetve 260 m változó vastagságban. Ez a konglomerátum ugyancsak a mecseki hasonló kifejlődésű összlettel egyezik, s kavicsanyagában is a mecsekivel azonos permi homokkő, anizusi mészkő és dolomit, liász és dogger mészkő, mészmárga és meszes homokkő volt fölismerhető. Az alatta elért liász és kristályos pala jelenléte is a Mecsekhegység földtani fölépítésére emlékeztet.

Az Alföld legnagyobb részén, a bükkalji mélyfúrásoktól kezdődően, a helvéti és alsótortonai emeletet jobbára szárazföldi jellegű, változatos összetételű, nagyvastagságú vulkáni összlet képviseli. Az északi részen nagyvastagságú vulkáni agglomerátum, riolit, dácit és andezit, dél felé finomszemű, gyakran bentonitosodott anyagú, vízben lerakódott szórt vulkáni anyag van, Kőrössy szerint a Tiszántúlon fiatal üledékek alatti vulkáni működési központtal. Ezeknek a vulkáni képződményeknek jellegeit a vulkánosság ismertetésében adjuk.

A tortonai emelet tengeri üledékei az Alföldön mindig az említett vulkáni képződményekre települnek, vagy közvetlenül a kristályos alaphegységre transzgredálnak. Nádudvaron, a vulkáni összlet fölött 37 m vastag lithothamniumos márga, homokos mészkő, meszes konglomerátum és agyagos riolittufit mutatkozott. Ez a sorozat a kiemeltebb részekről lepusztult. A püspökladányi 1. sz. fúrás 1946—2021 m közötti 75 m vastag tortonai rétegsora vékony lithothamniumos mészkőből, lefelé meszes kötőanyagú homokkőből, végül kristályos kőzetkavicsos konglomerátumból áll. A szerepi fúrásban csillámpala kavicsú alapkonglomerátum fölött 100 m vastag, tortonai faunájú riolittufa-csíkos homokkő- és agyagmárgarétegek mutatkoztak. Turkevén ugyancsak gneisztörmelékes alapbreccsia fölött, 57 m vastag riolittufa-csíkos homokos márga, lithothamniumos és glaukonitos mészkő, gazdag mikrofaunával mutatkozott. Mindkét utóbbi helyen diszkordánsan települt alsópannóniai rétegekkel, szarmata réteghiánnyal. Hajdúböszörményben a helvéti—alsótortonai vulkáni összletre települt 150 m vastag, feldolgozott vulkáni anyagú, faunás homok és agyagmárga riolittufával váltakozik. Rákóczifalván a felsőkréta rétegek fölött mindössze 30 m vastag tortonai homokkő, márga, alárendelten lithothamniumos mészkő van, üledékhiánnyal, eltérően reátelepült alsópannóniai rétegekkel.

Ugyanezt a tortonai kifejlődést találjuk az Alföld keleti részein is. Körösszegapátin a kristályos pala aljzatra transzgredáló, 20 m vastagságig terjedő meszes durvahomokkő és homokos lithothamniumos mészkő nyugat és dél felé kiékelődően jelzi a lepusztult tortonai rétegösszlet maradványát. A medence felé szürke agyagmárgába megy át. Fedőjében helyenként alsószarmata, másutt alsópannóniai rétegek vannak. Végül a Biharnagybajom körüli mélyfúrásokban a kristályos aljzatú alapkonglomerátum és szárazföldi homokos agyag, zöldesszürke finomszemű, erdélyi jellegű dácittufa- és mikrofaunás agyagos tufit- és agyagmárgarétegek mutatkoztak.

A nagyalföldi mélyfúrásokban megállapított candorbulinás—globigerinás tortonai rétegek (Biharnagybajom, Túrkeve, Szerep, Szolnok), amelyekhez a biharnagybajomi fúrásokban zöldesszürke dácittufarétegeket tartalmazó gazdag foraminiferás agyagmárga, szürke márga és zöldesszürke tufás agyag is csatlakozik, jól azonosíthatók a dunántúli hasonló helyzetű candorbulinás tortonai rétegekkel s egyben az Erdélyi medence „dési tufa—sósagyag" említett alsótortonai kifejlődésével is. Az alattuk fekvő 20—50 m vastag lithothamniumos mészkő és alapkonglomerátum is egyeztethető a „dési tufa" fekvőjében levő alapkonglomerátummal (Biharnagybajom, Szolnok). Ez a Candorbulinák-nak s egyben a lithothamniumos lajtamészkőkifejlődésnek több szintben való megismétlődését igazolja a dunántúli általános felsőtortonai elterjedésükkel

szemben. Az alapkonglomerátum jelenlétét megállapították a kiskőrösi mélyfúrás tortonai rétegmintáiban is.

Eddigi medencebeli miocén adatainkból összegezőleg kitűnik, hogy

1. kifejlődésben a fedőhegységgel teljesen egyező helvéti—tortonai rétegeket találunk, az üledékösszletek közé települt megfelelő vulkáni képződményekkel, a fedőhegységiekkel azonos szintekben, azonos kőzetfajtákkal.

2. A dunántúli és a nagyalföldi medencealakulás csak a helvéti, sok helyen csak a tortonai emeletben kezdődött.

3. Sem a dunántúli, még kevésbé az alföldi medenceterület a középsőmiocénben (helvéti és tortonai emelet) nem volt egyetemlegesen elborított egységes tengermedence, hanem kiemelkedett szárazföldi részek közötti szigettenger vagy szegélytenger. Hasonló egyenlőtlen helvéti—tortonai üledékképződés már a Bakonyban, a fedőhegységi területen is észlelhető, néhol ezeknek a Várpalotán 400 métert meghaladó rétegösszleteknek keletkezésbeli teljes hiányával is. Ilyen esetben Kókay József szerint a szarmata és pannóniai rétegek közvetlenül települnek a triászra.

4. Ennek a területi és egykori térszínalakulási helyzetnek következménye, hogy a rétegösszletek földtani kifejlődése lényegében teljesen azonos a felszínen levő fedőhegységiekkel, azaz szintén partszegélyi vagy partközeli, sekélytengeri képződmények. Ezt példázza az igali terület, ahol Dubay szerint a medencealjzat kiemeltebb, magasabb helyzetű részén a tortonai emelet lényegesen kisebb vastagságban, lithothamniumos mészkőkifejlődésben mutatkozik. Ugyanakkor az Alföld egyes részein a tortonai emelet alapkonglomerátummal transzgredál, majd lithothamniumos partszegélyi rétegekkel megy át a felsőbb, pelites üledékekbe.

5. Megfelelő rétegminták szükséges vizsgálatával a helvéti és a tortonai rétegek megkülönböztethetők és elhatárolhatók.

6. Gyakorlati vonatkozásban, főként a medencebeli olajkutatás tekintetében, mindez annyit jelent, hogy a medencebeli miocén kifejlődések, a részben még el sem végzett részletesebb üledékkőzettani vizsgálatok további eredményei szerint, az olajképződésnek elsődleges, eredő kőzetanyagai nem lehetnek.

Ezek a medencebeli középsőmiocénre vonatkozó megállapítások megnehezítik a középsőmiocén ősföldrajzi térképének megrajzolását, mert az eddig megismert medencebeli adatok erre nem elégségesek. Semmiképpen sem indokolt a medencének egységes tengerrel borított, egészen valószínűtlen ábrázolása.

Szarmata emelet

Schréter Zoltán a magyarországi szarmatára vonatkozó alapvető tanulmányában csak a fedőhegységbeli viszonyokra vagy azok közelében mélyített fúrási adatokra szorítkozva, a medencebeli kifejlődéssel nem foglalkozhatott. Az elszegényedett fauna határozott szintezésre nem alkalmas, a még hiányzó üledékképződési vizsgálatokkal bizonyos nagyvonalú térbeli fácieselrendeződés valószínűsíthető lesz. Strausz László cerithiumos és limnocardiumos üledékcsoportokat különböztetett meg. A cerithiumos fauna a durvamészkőben, meszes homokkőben, alárendeltebben agyagmárgában vagy mészmárgában mutatkozik. A limnocardiumos márga, agyag és homokkő medencebelseji, nyílt, sekélytengeri képződmény. Az utóbbiak kőzettanilag

teljesen egyeznek a közvetlen fedőjükben levő alsópannóniai agyagmárgával, úgyhogy megkülönböztetésük csak a faunaelemek alapján lehetséges. Fölismerhető faunaelemek azonban nagyon ritkák. Ez a faunaszegénység föltűnő különbség a Bécsi medence fauna alapján jól tagolható szarmata képződményeivel szemben.

A medenceüledékekben a szarmata emelet és általában a felsőmiocén, az eddigi mélyfúrási adatok szerint is, általánosabb elterjedésű, mint a középsőmiocén. A medencebeli szarmata rétegösszletek vastagsága egyes helyeken nagyobb, mint a felszíni fedőhegységi részeken. Ugyanakkor kőzetkifejlődésben is legtöbbször lényegesen különböznek egymástól, úgyhogy minőségben és mennyiségben a szarmata emeletben lehet elsőízben határozott medenceüledékeket megkülönböztetni. Ez a szembeötlő ellentét arra utal, hogy medencealakulataink területi süllyedése a szarmata emeletben általánosabbá vált. Ugyanakkor, a fedőhegységi részeken, a tortonai emelet végén történő kiemelkedéssel a szarmata emelet regressziós, sőt a középső- és felsőszarmatában mindenütt többé-kevésbé fölismerhetően, teljesen szárazulati képződményekkel mutatkozik.

Dunántúl, a rendelkezésre álló mélyfúrási adatok távolról sem kielégítően vizsgált anyagai szerint, az alaphegységek közti, belső medencék fedőhegységi jellegű szarmata rétegein kívül, szarmata rétegösszletet ismerünk a Kerettye (1450—1800 m?), Inke (1300—1357 m ; 1626—1639 m ; 1740—1756 m), Lovászi (1610—2240 m és 1687 m, 1844 m mélységekben), Budafa (2090 m), Újfalu (1626—1765 m?), Magyarszentmiklós (2337—2489 m), Újudvar (2218—2603 m?), Hahót (1546—1557 m), Obornak (2148 m), Nagylengyel (1827 és 2020 m mélységekben), Buzsák (751 m), Karád (394, 472 és 566 m mélységekben) mélyfúrásaiban. Kisalföldön, Váton a felső- és alsópannóniai rétegösszlet alatti cerithiumos márga- és mészmárgarétegek tartoznak a szarmata emeletbe. A mihályi fúrásokban nincsenek biztosan kimutatva, s hiányoznak a többi kisalföldi fúrásban is, ahol a pannóniai rétegek alatt tortonai—helvéti rétegsor vagy közvetlenül kristályos pala és ópaleozóos medencealjzat mutatkozott. Kőrössy szerint a szarmata emeletet a kisalföldi medence belsejében szürke agyag, agyagmárga és homokkő képviseli. A medenceperemeken változatosabb kifejlődésű szarmata emelet a Kisalföld északi medencerészében vastagabb, általános elterjedésű, a déli medencerészben vékonyabb, nem mindenütt kimutatható.

Barnabás—Strausz idevágó alapvető tanulmányában a szarmata emeletre vonatkoztatható adatok, egy-két kivétellel, nagyon bizonytalanok. Ennek a határozatlanságnak oka valószínűleg a fúrási minták addigi elégtelenségében, még inkább a szervesmaradványok hiányában, a kormeghatározástól való tartózkodásban, végeredményben a vizsgálati módszerek kezdetlegességében kereshető. Ezt igazolják a föntebb említett nagylengyeli és lovászi újabb adatok, amelyek alapján a dunántúli medencerész szarmata rétegösszletének kőzettani kifejlődésében kemény agyagmárga, homokos márga, vékonyabb-vastagabb homokkő vesz részt, helyenként közbetelepült vékony vulkáni (riolit) tufacsíkokkal vagy föltehetőleg ilyenek vízalatti bomlásából származó, „kővelő" néven említett bentonit anyaggal. Az egy esetben említett „krétaszerű mészkőmálladék" lágy, krétás mészmárga vagy laza mészkő lehet. Ilyen megjelöléssel azonban kőzet jellege bizonytalan marad. Az inkei 4. fúrásban „homokos széncsíkos" márgáról is történik említés.

A kurdi mélyfúrásban a szarmata rétegek hiányoztak. A karádi mélyfúrásban Strausz 395—397 m között a laza szürkésbarnás meszes, homokos szarmata rétegekből gazdag faunát írt le. A fauna a várpalotai és pécsváradi rissoás agyagkifejlődés faunájával azonos. Az igali mélyfúrásból Szalánczy György limnocardiumos szarmata márgarétegeket ismertetett. Észak felé, a balatonföldvári fúrásban mintegy 70 m körüli mélységtől 181 méterig terjedő 110 m vastag szarmata összletet uralkodólag mészkő, alárendelten agyagmárga, agyag, igen alárendelten homokkő vagy homok képviseli. Ez a lényegében a fedőhegységgel teljesen azonos kifejlődés, Schréter szerint, az alsószarmatát jelzi, ahová egyébként a felszíni szarmata összlet tengeri tagozata is tartozik.

Szervesmaradványok : Foraminiferák *(Miliolina, Rotalia, Elphidium, Nonion)* és kagylók *(Cardium obsoletum, Irus, Modiola)* csak néhány esetben mutatják az idesorolható rétegek biztos szarmata korát. Ezért a szorosabb értelemben vett földtani

anyagvizsgálati módszerek (üledékkőzettan, rétegzettség, rétegfolytonosság) fokozottabb használata szükséges. Ezek segítségével a szarmata rétegek a fekvőben levő tortonai rétegek felé is jól elhatárolhatók.

A tortonai emelet végén bekövetkezett regresszió a fedőhegységi kifejlődésekben a szarmata rétegösszletnek diszkordáns településében is többé-kevésbé fölismerhető. Ezzel szemben új fölismerésként tűnik DUBAY megállapítása a nagylengyeli medence-üledékekről, ahol szerinte a tortonai és a szarmata rétegek üledékfolytonosságban mutatkoznak, azonos kőzetkifejlődéssel, halmaradványos, leveles agyagmárgával, amely csak csökkentsósvízi faunaelemekkel tér el a hasonló tortonai rétegektől. Ez a kérdés újravizsgálatot igényel, mert az itt mindössze 35 m vastag, szarmatának jelzett tortonai rétegekkel azonos kőzetkifejlődés a tortonai üledékképződés regressziós, csökkentsósvízi, sőt édesvízi zárószakaszaként is tekinthető (Mecsek, Bakony). További vizsgálatot igényel DUBAY azon megállapítása is, hogy a nagylengyeli területen az alsópannóniai márga-összlet is üledékfolytonossággal települ a szarmata rétegekre.

Az igali területen DUBAY szerint a szarmata emelet leveles csíkos agyagmárga, finomszemű homokkő és konglomerátum, valamint jellegzetes durvamészkő, felső részében ostracodás, bitumenes mészmárga. A kifejlődési eltéréseket mélységi különbségekre vezeti vissza. A medencealjzat magasabb részén, a szarmata rétegek kiékelődnek, hiányoznak, a szárnyakon azonban a tortonai és szarmata rétegek konkordánsak, sőt még a pannóniai rétegek is üledékfolytonossággal észlelhetők.

A tortonai és a szarmata emelet közötti üledékfolytonosságot állapította meg VÖLGYI LÁSZLÓ is a lovászi területen. A szarmata rétegek alsó része mészmárga, fölfelé csökkenő mésztartalommal; majd finomsávos, homokos, vékony homokkőrétegekkel váltakozó márga, jellegzetes keresztrétegzettséggel, rétegközi ráncolódással következik. A tortonai emeletet záró halpikkelyes agyagpala a szarmatában is folytatódik, növényi maradványokkal, csökkentsósvízi gyér kagylókkal és Foraminiferákkal. A szarmata emelet regressziós jellege tehát a medencebelsőkben csak a faunaelemekkel jelzett sótartalom változásban érzékelődik. A lovászi terület szarmata összletének átlagos vastagsága 180 m. A szarmata és az alsópannóniai rétegek között VÖLGYI itt is átmenetet említ, viszont a „fiatalabb alsópannóniai rétegek", szerinte, szögdiszkordanciával települnek a szarmatára.

A dunántúli medencerészben még meg kell említenünk a szekszárdi vízkutató fúrást, amelyben VIGH GYULA szerint 243—293 m között, a felsőpannóniai rétegek alatt érték el a szarmata rétegösszletet mészmárga és agyag alakjában, mindössze 50 m vastagságban.

Hiányoznak érdemleges adatok a dunántúli medencerészek szarmata összletében mutatkozó vulkáni képződményekről is.

A legújabb időkig nem találunk határozott utalást a szarmata rétegösszletnek az alsópannóniai rétegekhez való kifejlődési, sőt települési viszonyára sem. Az eddig közölt adatok kőzettani azonosságot és üledékfolytonosságot sejtetnek, szóbeli közlések szerint, megállapítható diszkordancia nélkül. Ezek szerint a szarmata emelet teljes üledéksorozatának jelenlétére következtethetünk. Ennek ellene mond a legtöbbször bizonytalanul elhatárolt, szarmatának minősíthető dunántúli rétegösszletek nagyon változó, mindenütt föltűnően csekély, STRAUSZ szerint 100 méternél kisebb vastagsága. A föntebb említett mélyfúrásokban megállapítható összletvastagságokat 5, 9, 11, 13, 16, 64, 109, 139, 152 m-nek és egy esetben bizonytalan 385 m-nek találtuk. Újabb vizsgálatok Budafán 413 m, Obornakon 440 és 476 m, Lovásziban 580—600 m, Nagylengyelben 183 m, Buzsákon 47 m szarmata rétegösszletvastagságot állapítottak meg. Ezek a különböző vastagságméretek folyamatos üledékképződéssel, a pannóniai emelet konkordáns településével és üledékfolytonosságával nem magyarázhatók. Figyelembe kell itt vennünk azt a medenceperemi fedőhegységbeli tényt, hogy az alsópannóniai rétegek transzgredálva és diszkordánsan települnek a szarmata rétegekre. A medencerészekben pedig a föntebbi igen változó szarmata összletvastagság, az egyenlőtlen településen felül, pannóniai emelet előtti lepusztulásra is utal, amit sok helyen az alsópannóniai rétegek hiánya is bizonyít. A mélyfúrási adatok szerint az alsó- és felsőpannóniai rétegeknek ilyen diszkordáns, transzgressziós települése idősebb tagokon, a medencealakulatokban is, több helyen kimutatható volt.

Az Alföld medencealakulatában KŐRÖSSY szerint az alsószarmata rétegek tortonai vagy idősebb képződményekre is transzgredálnak, tehát nyilvánvalóan diszkordáns településűek. Ezt igazolja az is, hogy itt sem egyenletes, általános elterjedésűek, helyenként hiányoznak is. Fölöttük alsópannóniai rétegek diszkordánsan települnek. Összetételükben jelentős szerepe van a vulkáni képződményeknek.

Az Alföld keleti és északkeleti részén mélyített fúrásokban nem mindenütt észleltek szarmata üledékeket. Ennek a hiánynak ősföldrajzi jelentőségét növeli, hogy a pannóniai rétegösszletek mindenütt megvannak, s legtöbbször idősebb tagokra közvetlenül települnek. A rendelkezésre álló adatok szerint eddig Gödöllő, Tura, Tard, Emőd, Mezőnyárád, Sajóhídvég bükkalji, valamint Jászberény, Rákóczifalva, Hajdúszoboszló, Debrecen I. és II., Nyíregyháza, Tisztaberek alföldbelseji mélyfúrásokból ismerünk szarmata rétegeket, csökkentsósvízi Foraminiferákkal.

A gödöllői 3. sz. fúrásban MAJZON nem nagy vastagságú (910—945 m) szarmata zöldesszürke homokos agyagmárgarétegeket említ. Ugyanilyeneket észleltek a turai fúrásban (1000—1200 m), Tóalmáson (1020—1078 m) alul agyag, nagyobb részében mészkőkifejlődésben. Hasonló adatokat ismerünk Jászberényben és Rákóczifalván is.

Tardon vulkáni képződmények képviselik a szarmatát. Sajóhídvégen, KŐRÖSSY szerint, a nagy vastagságú (helvéti—tortonai) vulkáni összlet fölött, néhány métertől 250 m vastagságig terjedő, szarmata ooidos, cerithiumos mészkő, foraminiferás agyag és homokkő észlelhető. Szarmata emeletbe tartozó vulkáni összletek sok helyen találhatók a medencealakulatokban a Dunántúl (Kulcs, Nagyszokoly, Buzsák) és az Alföldön is. A turai fúrás 1000—1200 m közötti mélységében észlelt riolittufa, valamint a nádudvari és a biharnagybajomi riolittufa sorolható ide. Figyelemre méltó a nyíregyházai 1. sz. fúrás nagy vastagságú (980—2579 m) vulkáni összlete, amit MAJZON „dácit-, illetve riolittufának" említ. Ebben a dácit erdélyi kapcsolatot jelez.

A tisztabereki mélyfúrás 1291—1500 m mélységében 209 m vastagságban harántolt rétegösszletet sorolják a szarmatába. Felül pirites—markazitos, alul sötétszürke agyagmárga-, szürke homokkő- és dácittufarétegekkel, jellemző *Cardium obsoletum*, Foraminiferák és Ostracodák alapján, biztosan szarmata emeletbeli. A fúrás 1500 méterben még ebben állt meg. A dácittufa, kőzettani meghatározásának helyessége esetén, erdélyi jellegre utal.

A hajdúszoboszlói II. sz. fúrásban 1423—1454 m között a mindössze 34 m ooidos mészkőből, homokkőből és vékony agyagrétegből álló cardiumos, foraminiferás nyomokkal igazolt rétegek, kristályos alaphegységi törmelékre települnek. Az újabb fúrások a tortonai vulkáni összlet fölött 30—50 m vastag, homokos mészkövet, riolittufát, és tufás meszes homokkövet találtak, jellemző szarmata faunával.

A debreceni I. sz. fúrás 1316—1532 m között, felül jellegzetes foraminiferás mészkő szarmata kagylónyomokkal, igen sűrű riolit- (dácit?) tufarétegekkel, alul finomabb—durvábbszemű homokkővel, a szarmata emelet egészét képviselheti. Ez a kétszáz méternél nagyobb vastagságú összlet a tisztaberekivel együtt legjobban elüt az ország belsejében levő fedőhegységi szarmata kifejlődéstől.

Nádudvaron vékony, zöldesszürke, csillámos, kiékelődő, faunás rétegek képviselik a szarmata emeletet, amely a kiemeltebb részeken itt is hiányzik. A püspökladányi fúrásban, a tortonai rétegekre települt 11 m vastag, zöldesszürke csillámos homokkő és agyagmárga kőzettani azonosság alapján sorolható a szarmata emeletbe. Turkevén ugyancsak a tortonai rétegekre következő 20 m vastag, zöldesszürke tufás homokkő szarmata faunája szerint tartozik ide. Nyíregyházán 45 m vastag, riolittufás agyagmárga és homokos, faunás mészkőösszlet települ az ottani nagy vastagságú, nem eléggé részletezett helvéti—tortonai vulkáni összletre.

Ezek az adatok arra utalnak, hogy az Alföldi medencében a szarmata emelet tengeri üledékei csak vékony összletekkel mutatkoznak, gyakran kiékelődő módon, sok helyen utólagos, pannóniai emelet előtti lepusztulásból eredő hiánnyal. Az Alföldi medence szarmata emeletbe tartozó lerakódásainak nagyobb részét szárazföldi vulkáni képződmények szolgáltatják.

Föntebb említettük a medencebeli tortonai és a szarmata rétegek települési kapcsolatát, a nagylengyeli, igali és lovászi mélyfúrási adatok vizsgálatában. Ezek üledékazonosságra, folyamatos átmenetre utalnak ugyan, de a tortonai emelet végén kezdődő, csökkentsósvízi közegváltozás, valamint a medencealjzat kiemelkedő részein hiányzó szarmata rétegek érzékeltetik a medenceperemi regressziót, illetve az ott mutatkozó diszkordanciát.

A szarmata emeletben a medencealakulás, ezek szerint, nem orogenetikus, hanem a peremi és medencebelseji területrészek viszonylag ellentétes irányú, mintegy egymást kiegyenlítő, emelkedő-süllyedő, epirogenetikus mozgásával

létesült. A süllyedő medencerészben a folyamatos üledékképződés menete, a medencemélyülést kiegyenlítő egyveretű, azonos kifejlődésű rétegösszlet a szarmata emelet egészét hézagtalanul képviselheti. A medencebeli szarmata rétegösszlet bármilyen hiányos ismeretével még jobban alátámasztható a fedőhegységbeli szarmata rétegek kifejlődéséből leszűrt azon megállapítás, hogy teljesen el kell vetnünk azt a mindmáig visszatérő helytelen fölfogást, mintha a magyarországi szarmata összletben a keleteurópai szarmatának csak egy része volna képviselve, vagy hogy itt üledékhézaggal kell számolnunk, s ezt a helytelenül vélt üledékhiányt akár faunisztikai, akár egyéb ingatag érvek alapján, pannóniai rétegeink egyik vagy másik tagozatával kellene behelyettesítenünk.

Az említett üledékkifejlődési viszonyok szerint a szarmata rétegek, úgy mint a középsőmiocénbeliek, anyakőzetül nem tekinthetők.

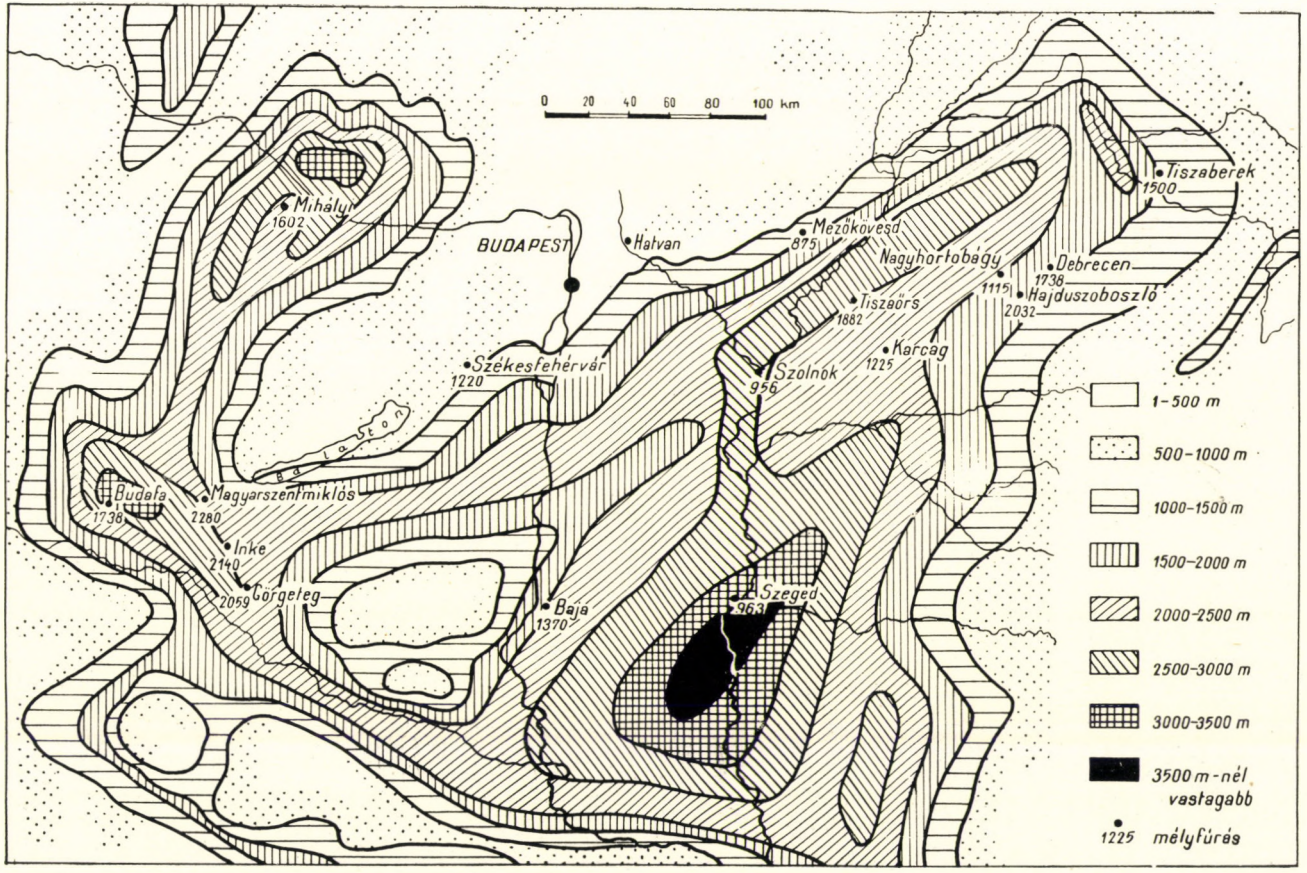
Pannóniai emelet

Az eddigi mélyfúrási adatok szerint a medencealakulatok üledékösszletében a nem általános elterjedésű helvéti—tortonai rétegekre helyenként a szarmata—pannóniai rétegek együttes összlete, néhol közvetlenül csak a pannóniai rétegek települnek. Sok helyen azonban a pannóniai rétegösszlet, esetleg a tortonai rétegek részleges vagy teljes lepusztításával (Mihályi, Tótkomlós) közvetlenül a medencefenék megfelelő mezozóos vagy kristályos aljzatára települ, transzgredáló módon. A medencealjzat egyenlőtlenségeit s egyben az intrapannóniai mozgásokat bizonyítja, hogy néhol az alsópannóniai rétegösszlet hiányával, a felsőpannóniai rétegek is közvetlenül települnek idősebb aljzatra.

A magyar medencealakulat minden oldalról szegélytörésekkel határolt, egyenlőtlenül süllyedő, beszakadásos medence. A környező alaphegységrészek többnyire a helvéti—tortonai emeletektől kezdődően megismételt törések mentén, lépcsősen süllyedtek le, s a medenceperemektől nem nagy távolságokban már 1000 métert, a medencék belsejében 3000 métert is meghaladó mélységek vannak. Ezt szemlélteti Szentes Ferenc üledékmélységi vázlata (138. ábra), de még inkább Kertai György rétegösszletvastagsági térképe (212. ábra). A medenceüledékekben csak a szarmata, főként azonban a pannóniai üledékösszletben találunk a fedőhegységi kifejlődéstől eltérő, különböző vastagságú üledékösszletet.

Sümeghy József a pannóniai medenceüledékeket alsó és felső részre tagolja. Ez a tagolás ma már általánosnak vehető. Az alsópannóniai üledékek egyneműbb, finomabbszemű anyagok, szegényesebb faunával, a felsőpannóniai rétegek pedig változatosabb, durvább üledékek, gazdagabb faunával. A medenceperemi képződmények változatosabb, különböző eredésű rétegsorban és faunaösszetétellel mutatkoznak, míg a medence belsejét, egyneműbb rétegek és faunák jellemzik. Mind az alsó-, mind a felsőpannóniai emelet peremi és medenceüledékei több szintre és azokon belül különböző fáciesekre oszthatók.

A dunántúli medencebeli, 2000 métert meghaladó vastagságú pannóniai rétegösszlet egynemű, finomabbszemű kőzetei jellemző, automorf-diagenetikus hatásokat mutatnak: föltűnően kemények, sötétszínűek. Kertai megállapítása szerint a medencebeli alsópannóniai sorozatban van az olaj anyakőzete : egy sötétszínű, szapropelszerű, teljesen mésztartalom nélküli bitumenes agyagmárga. A medencebeli kőzetek föltűnő szilárdsága a rétegösszlet nagy vastag-



138. ábra. A pannóniai emelet üledékeinek vastagsági vázlata (Szentes F. nyomán)

ságából adódó rétegterhelés nyomó hatására vezethető vissza. A rétegek kőzetanyagán gyakori fényes csúszási felületeken kívül, különösebb tektonikai igénybevétel nyomai nem észlelhetők. Enyhe boltozatformák is csak a délzalai területen, a sűrű fúrások rétegazonosításaiból adódnak.

Eddigi ismereteink szerint rétegkiékelődések, keresztrétegzettség, egyenlőtlen rétegvastagság, kisebbmérvű üledékfolyásos jelenségek és üledékrogyás is mutatkozik. Ezek sekélyvízi keletkezésre utalnak.

Alsópannóniai tagozat

Sümeghy szerint (Évi Jel. 1940. Vitaülés) a peremeken és a medencealakulatokban is, a szarmata és pannóniai rétegösszletek között üledékben és faunában egyaránt éles határ van, diszkordanciával. Az alsó- és a középszarmata összletegyüttes szerinte csökkentsós tengeri kifejlődés, a felsőszarmata pedig szárazföldi képződmény. Az ezekre következő pannóniai rétegösszlet semmiféle más keleteurópai medence szarmata rétegeivel nem párhuzamosítható.

A peremi és a medencebeli alsópannóniai képződmények kőzettani kifejlődése uralkodólag homok és agyagmárga, fauna szerint azonban a peremi melanopsziszos és a medencebeli *Limnocardium abichi—Congeria banatica* fauna jól elkülöníthető. Strausz szerint, a medencék alsópannóniai rétegösszletének elterjedése a szarmatáéhoz hasonló. A pannóniai rétegeknek a medencealjzat megelőzően nyilvánvalóan kiemelt részein közvetlenül települt, több helyen transzgredáló volta szerint valószínű, hogy nagyobb elterjedésűek, mint a szarmata, tehát folytatódó medencealakulást jeleznek.

A) Az alsópannóniai emelet aligsós peremi kifejlődésében három szintet és az alsó szintben két fáciest különböztetünk meg.

1. a) Partszegélyi, transzgressziós konglomerátum, breccsia, kavics, homokos kavics és durva homok, összehordott faunával, bemosott szarmata alakokkal és kicsi, alsópannóniai fajokkal. *b)* Peremi öblökben márga, agyag és homokkő, szenesedett növényi részekkel, apró *Limnocardium, Planorbis* és *Hydrobia* fajokkal.

2. Az alsópannóniai középső szint fehér mészmárga, szürke agyagmárga, homok és homokkő, *Limnocardium lenzi, Congeria banatica, Congeria ornithopsis, Orygoceras* alakokkal.

3. A peremi alsópannóniai rétegek felső szintje gazdag faunájú lyrceás agyag, agyagmárga, homokos agyag, homok, *Lyrcea, Limnocardium, Planorbis* és *Theodoxus* fajokkal.

B) Az alsópannóniai medenceüledékek két szintre (alsó—felső) tagolhatók. *1.* Az alsó szint háromféle kifejlődésben mutatkozik: leggyakoribb *a)* a táblás homokkő- és márgarétegek váltakozásából álló, több száz méter vastag összlet, új faunaelemekkel. Ezt sok helyen a Dunántúlon *b)* sötétszürke, konglomerátumos homokkőösszlet vagy *c)* sötétszürke, kemény congeriás márga és agyagmárga helyettesíti. Ezek az alsó szintek illetve kifejlődések lényegében azonosak a peremi kifejlődés alsó szintjével.

Figyelemre méltók a medencebeli alsópannóniai rétegekre nagyon jellemző, általánosan elterjedt, a szlovákiai és a jugoszláviai medencerészekben is megtalált mikrofauna elemek, melyeket Kővary József *Thecamoeba*-féléknek ismert föl és írt le *Silicoplacentina* néven. Jelenlétük az eddigi ismeretek szerint a medencebeli alsópannóniai csökkentsósvízi, *Limnocardium abichi*-tartalmú rétegösszlethez kötött.

2. A medencebeli alsópannóniai üledékek felső szintje márga, homokos márga, homokos agyag és homok nagyvastagságú sorozata, amely a medenceközépen 1000 m vastagságú is lehet. Szegényes faunát tartalmaz. Mindkét medenceszintben több szárazföldi, mocsári és folyóvízi rétegbetelepülés is van, megfelelő faunaelemekkel.

A Zalányi Béla által az *Ostracoda* faunaösszetétel alapján megkülönböztetett alsó- és felsőszarmata rétegösszletben a felsőszarmata kőzettanilag az alsópannóniai rétegekkel egyezik, *Ostracoda* faunájában pedig a nagy termetű *Amplocypris* jellemző,

sok alsópannóniai alakkal. Ezeket a szarmata mikrofauna nélküli ostracodás rétegeket Boda Jenő szarmata—pannóniai átmeneti tagnak tekinti, sőt felső részét már alsópannóniai emeletbe tartozónak veszi.

A kisalföldi mélyfúrásokban a pannóniai rétegösszlet az alsó- és felsőpannóniai együttes jelenléte esetén 2000 m vastagságot is elér. Ebből az alsópannóniai rétegek a mihályi fúrásokban 300—600 m, Vátón 921 m, Szanyon 826 m, Bükön és Pinnyén 1000 m körüli rétegösszlettel közvetlenül paleozóos medencealjzatra települnek.

A délzalai medencerészlet alsópannóniai rétegeinek kőzetkifejlődését Korim Kálmán és Völgyi László korszerű olajföldtani vizsgálataiból részletesebben ismerjük. A meglehetősen egyveretű alsópannóniai üledékösszlet agyagmárga, márga és kvarchomokkő váltakozó rétegeiből áll. Túlnyomólag agyagmárga (80—85%), kisebb mértékben (15—20%) kvarchomokkő. Az összlet vastagsága 800—1200 m. Az alsó és középső szakasz homokosabb, az agyagmárga és homokkő élesen elkülönülő összletekben mutatkozik. A homokkő vékony rétegekben nagy kiterjedésű, de azonos szintekben is kiékelődő lencse alakú, homokos márgával megszakított. Túlnyomólag (50—60%) finomszemű (0,2—0,1 mm), 10—20% pedig 0,2 mm-nél nagyobb szemcsés, igen ritkán kavicsos. A homokkő összetétele 65% kvarc, 25% kalcit és 10% nehéz ásvány (almandingránát, klorit), igen ritka a cirkon, magnetit, limonit és pirit. Kőzettanilag meszes kvarchomokkő, aminek karbonátos anyaga dolomit és kalcit. Keresztrétegzettségre, valamint diszkordanciára és üledékhézagra utaló alaki jelenségek a délzalai alsópannóniai rétegösszletben nincsenek. Mindezek a jellegek partoktól távolabbi, nyíltvízi medencelerakodást jellemeznek, folyamatos süllyedéssel lépést tartó üledékképződéssel, a kevéssé koptatott, éles kvarcszemek rövid szállítottságával. Az utóbbi egyébként bizonyítéka annak, hogy az ásványos elegyrészek nem származtathatók a kristályos alaphegység eredeti területéről, hanem a közeli környezet kiemelkedett idősebb miocén rétegösszleteinek előrehaladott lepusztulását, érett szakaszát jelzik.

Felsőpannóniai tagozat

A medencebeli felsőpannóniai rétegek Strausz szerint legtöbbször túlterjednek az alsópannóniai rétegek határán, tehát további előrenyomulást jeleznek. Helyenként közvetlenül idősebb tagokon, sőt a medencealjzaton települnek.

A) A peremi üledékek kétszintűek. *1.* Az alsó szint helyi jellegű agyag, homok és homokkő, gazdagabb faunával, melyben az alsópannóniai felső, lyrceás szint elemei is megtalálhatók. *2.* A peremi felsőpannóniai felső szint, sok helyen az alsó kihagyásával közvetlenül települ az alsópannóniai rétegekre, *Congeria ungula caprae, Congeria balatonica* és *Congeria rhomboidea* vezetőalakok heteropikus kifejlődésével. Agyagos—homokos üledékei a régebbi, egyes lelőhelyekre alapított *Congeria ungula caprae, Congeria triangularis, Congeria rhomboidea* és *Congeria balatonica* faunaterületekkel, általános elterjedésű peremi kifejlődések. Mint láttuk, helyenként diszkordánsan települnek az alsópannóniai rétegekre. Faunájában Strausz északnyugaton *Congeria balatonica*, középen *Limnocardium vutskitsi*, délen *Congeria rhomboidea* faunájú területeket különböztet meg.

B) A medencebeli felsőpannóniai emelet felső része Sümeghy szerint csak egyetlen limnocardiumos szintet *(Limnocardium vutskitsi)* foglal magában. Agyag-, homokos agyag- és homokrétegeinek felső része, helyenként folyóvízi jellegű üledék, *Viviparus* faunával.

Strausz szerint a *Congeria ungula caprae* itt hiányzik. Megállapítja (Évi Jel. 1940. Vitaülés), hogy a peremi (parti) és a medencekifejlődés az alsópannonban igen jellegzetes, a felsőben elmosódott. Sümeghy alsópannóniai alsó szintje, szerinte, nem önálló. Parti banaticás és medencebeli banaticás szint nincsen, a partközeli üledékek változóan: *Melanopsis impressa, Melanopsis martiniana, Congeria subglobosa, Congeria ornithopsis, Congeria zsigmondyi, Congeria mártonffyi*val jellemezett heteropikus fáciesek, helyenként alul *Congeria banatica*-tartalmú, medence jellegű kifejlődéssel. A felsőpannóniai összletben partközeli *Congeria balatonica* és medencebeli *Congeria vutskitsi*-tartalmú rétegek között nincs fácieskülönbség. Strausz vizsgálatai szerint a medencebeli alsó- és felsőpannóniai üledékek jól megkülönböztethetők, de a parti képződményekben az elhatárolás nehézségekbe ütközik.

Sümeghy rámutatott a pannóniai emelet faunájának a szarmatabeli édesvízi—folyóvízi—szárazföldi kifejlődéssel való kapcsolatára. Megállapította, hogy a magyar medencealakulatok a középsőmiocénig mély medencét,

a szarmatában kiemelkedő szigetrendszert, a pannóniai emeletben általánosan süllyedő beltórendszert alkottak. Ez a megállapítás, mint az eddigiekből kitűnik, helyesbítésre szorul, amennyiben a medencealakulat a középsőmiocénben nem egyetemleges medence, nem is mély, hanem kiemelkedő nagy alaphegységrészletekkel és különálló szigetekkel megszakított szegélytenger. A szarmatában tovább darabolódott szigettenger az alsópannóniai emeletben jellegzetes szárazulatközi, zárt beltenger, s csak a felsőpannónikumban vált feltöltődéssel folyóhálózatos tórendszerré.

Jellegzetes medencebelseji, felsőpannóniai kifejlődést ismertetett Bartha Ferenc a Tab környéki föltárásokból. A homok-, homokos agyag-, agyagos homok- és agyagrétegekből álló, élesen el nem különülő rétegek túlnyomólag finomszemcsések, erősen csillámosak. A homokszemcsék éles, szögletes alakúak. Gyakori a limonit (60%) és a klorit (40%). A Balaton környékén, a peremi részen jellemző gyakori, partközeli földes—szenes csíkok itt nagyon ritkák, ami a medencebelseji helyzetet igazolja. A gazdag faunájú rétegösszlet gondos életföldtani viszonyaiból szárazföldi, nedvesebb és szárazabb édesvízi és csökkentsósvízi üledékképződési tagozódást lehet megállapítani. Bartha vizsgálatai szerint a medencebelseji tabi szelvényben a szárazföldi—édesvízi kifejlődés jelentősebb, mint a peremi (parti, Várpalota, Ócs) részeken. Az édesvízi rétegek alatt és fölött a csökkentsósvízi *Prosodacna vutskitsi*-tartalmú rétegek vannak. A közbeeső szárazföldi—édesvízi rétegek faunaösszetétele, a pannonvégi *Unio wetzleri*-tartalmú rétegekével egyezik. Vagyis az *Unio wetzleri* az édesvízi rétegeknek nem kizárólagos szintjelzője, még kevésbé sorolható a „levantei" emeletbe. A *Prosodacna vutskitsi*-tartalmú rétegeknek édesvízi rétegekkel való kettétagolódása szerint az alsó rész a *Congeria ungula caprae* szintet, a felső rész a *Congeria balatonica* szintet képviselheti. Bartha a közbeeső édesvízi rétegek keletkezését a *Prosodacna vutskitsi*-tartalmú összlet alsó részének nagy vastagságával (Görgeteg, 600 m) járó föltöltődéses regresszióval magyarázza, ami a tabi területrészen lagunás lefűződésre (faunaelszegényedés, finomszemű üledék, bemosott szerves anyag) vezetett.

Bartha szerint további dunántúli, Balaton környéki és távolabbi felsőpannóniai rétegösszletek üledékföldtani és fauna ökológiai részletes rétegtani vizsgálatából a rétegösszletek csökkentsósvízi, aligsósvízi, édesvízi és szárazföldi faunatársulások rendszeres váltakozása állapítható meg. A faunaváltozások vízszintingadozásokra, üledékföltöltődésből adódó változásokra vezethetők vissza. A fáciesváltozások főként a *Congeria balatonica*-tartalmú rétegösszlet felső részét jellemzik. A változások rendjében és megjelenési módjában eltérés van a Balaton északi fedőhegységi és medencerészi, valamint a déli medencerész kifejlődésében. Az északi területrészeken kiemelkedés és újraelöntés ötször váltakozik, amelynek a déli részeken csak egy hosszabb időtartamú kiemelkedés felel meg. Ez a különböző üledékképződési mód a Balaton déli előterében levő diszlokációs övtől északra eső medenceterületek kiemeltebb küszöb jellegével magyarázható, a déli részek mozgékonyabb, süllyedő medencealakulatával szemben. Az édesvízi és szárazföldi szakaszok általában regressziós mocsári réteggel kezdődnek, és transzgressziós, csökkentsósvízi faunájú mocsári réteggel zárulnak. A fauna jelleg változását megfelelő szemcsenagyságú üledékképződés is igazolja. A regressziós kiemelkedéses szakaszokban, a partközeli részt képviselő tihanyi és tabi szelvényben egyformán nagymérvű lepusztulás is érzékelhető.

A kisalföldi mélyfúrások adatai szerint a felsőpannóniai rétegösszlet agyagból, agyagmárgából, földes—fás barnakőszéncsíkokkal és kiékelődő rétegekkel, homokos aprókavicsos rétegekből áll. A mihályi fúrásokban 100 méterig terjedő holocén—pleisztocén—levantei rétegek alatt bazaltbetelepülés is van, 1200 m vastag felsőpannóniai összlettel, Váton 1171 m, Szanyon 1200 m vastagsággal. A felsőpannóniai rétegösszlet felső tago-

zatában mutatkozó tarka agyagrétegek a pannonvégi regresszió szárazulati képződményeit jelzik.

A zalai mélyfúrásokban a pannóniai rétegösszleten belül diszkordanciát nem észleltek. A szekszárdi fúrásban az alsópannóniai rétegek hiányoznak. VIGH GYULA szerint, a szarmata mészkőrétegek fölött következő felsőpannóniai összlet alján gránitmurvás homok van, ami a közeli gránit-szárazföld denudációs terméke lehet.

Az Alföldi medence pannóniai emeletbeli rétegösszlete az alsó- és felsőpannóniai rétegek együttesében 1000—2000 m között változó vastagságú. Általában az alsópannóniai rétegek kisebb vastagságúak, helyenként hiányoznak is, és mint láttuk, a felsőpannóniai rétegek települnek közvetlenül idősebb képződményeken. A tóalmási fúrásban 715 m felsőpannóniai, 90 m alsópannóniai rétegösszletvastagságot állapítottak meg.

SZUROVY GÉZA a nagyalföldi mélyfúrások „pliocén" rétegösszletében az alsó- és felsőpannóniai megkülönböztetés helyett a meoti, ponti és romániai elnevezéseket használja. Szerinte ezt a fúrási anyagok kőzettani és faunisztikai jellegei jól fölismerhetővé teszik. Az alföldi medenceüledékeket általában tarka agyag- és márgarétegekkel váltakozó finomabb—durvább homokkőösszletnek ismerte föl, homokkő- és mészmárgabetelepülésekkel. A felsőpannóniai rétegeket világosszürke, erősen homokos agyagmárga, az alsópannóniai rétegeket pedig sötétebb szürke tömöttebb agyag képviseli. A tarka agyagösszlet a levantei emeletbe és a pleisztocénba tartozik.

Mindez azt mutatná, hogy az alföldi pannóniai rétegösszlet kifejlődése eltér a dunántúliétól, és eddigi ismereteink szerint nem tagolható a dunántúlihoz hasonló részletességgel. Ez a különbözőség ősföldrajzi tekintetben ugyanolyan nehezen volna magyarázható, mint a kifejlődésnek a romániai, kétségtelenül elkülönült Külsőkárpáti medencével való egyezése. Ez a kérdés az alföldi mélyfúrások anyagának ilyen irányú, részletesebb vizsgálatára vár.

A szarmata és a pannóniai emeletek viszonya

Fontos új megismerések adódtak a medencebeli szarmata emelet kifejlődésének a pannóniai rétegekhez való, mindmáig sokat vitatott, viszonyából. A szarmata emelet felszíni, fedőhegységi, peremi kifejlődésében túlnyomólag csökkentsósvízi és szárazföldi üledékeket ismerünk. A csökkentsósvízi fauna alapján a magyarországi szarmata rétegek a keleteurópai alsószarmata s a középsőszarmata alsó részével, illetve BODA JENŐ részletes faunavizsgálata szerint, a SUESS—HÖRNES keretezte alsó- középsőszarmata együttesben azonosíthatók. Szakembereink egy része a keleteurópai magasabb szarmata szinteket a magyar alsópannóniai rétegekkel azonosítja, tehát az alsópannóniai rétegek kisésós—édesvízi kifejlődése, az ottani szarmata felső szintjét (kerzoni) és az ottani „pontusi" emelet felé vezető átmeneti meotiszi alemeletet képviseli. STRAUSZ LÁSZLÓ a meotiszi alemeletet a kerzoni alemelet fáciesének tartja. Ennek a kérdésnek megoldási kulcsa a szarmata és pannóniai emeletek üledékkapcsolatában, egymásrakövetkezési módjában és a faunájuk viszonyában van. A kérdés megítélése körüli vita illetve fölfogásbeli eltérés a régebbi irodalomban található „átmeneti kevert faunák" téves értelmezéséből, másrészt abból a tényből ered, hogy összehasonlításra eddig csak a medenceperemi kifejlődések voltak alapul vehetők. Ezek a „kevert", helyesebben „vegyes" faunák azonban, a szarmata és pannóniai elemekkel, az alsópannóniai peremi kifejlődés transzgressziós alsó szintjének felelnek meg, aminek abráziós, partszegélyi jellege és a szarmata rétegeken túlterjedő volta, legtöbbször eléggé megmagyarázza a szarmata faunaelemek bemosott eredetét.

A pannóniai emeletnek a szarmata rétegekre való közvetlen reátelepülése a fedőhegységi, felszíni, peremi kifejlődésben határozott diszkordanciával mutatkozik. Kétségtelen tehát, hogy a peremi részeken a szarmata rétegeknek bizonyos mértékű lepusztulásával is lehet számolnunk. Bizonyos azonban az is, hogy ez a lepusztulás nem lehetett olyan méretű, hogy a középső- és felsőszarmata egykori jelenlétét mindenütt, egyformán, maradéktalanul elpusztította volna, annál kevésbé, mert a lepusztult anyagban mindig

csak a csökkentsósvízi szarmata elemek és kőzetanyagok találhatók. A peremi kifejlődésben tehát nem lehet szó a szarmatából átmenő közvetlen üledékfolytonosságról, s a faunák sem mutatnak arra, hogy az alsópannóniai rétegek, középsós vagy kissésós kifejlődésben, az alsószarmata rétegek közvetlen folytonosságát jelenthetnék.

A medenceperemi szarmata és pannóniai emeletek közötti éles elhatároltsággal szemben a medence belsejében más megismerések adódtak. A csökkentsósvízi szarmata mészkőkifejlődés a medenceperemeken a legvastagabb, a medence belseje felé kiékelődik. A mélyfúrási adatok szerint a medence belsejében a szarmata folytonos üledékképződéssel és változatlan kőzetanyaggal megy át az alsópannóniai rétegekbe, amelyek itt megállapíthatólag egyező településsel következnek a szarmatára. Strausz szerint a tengerek fizikai és életkörülményeiben sincs változás, az üledékek teljesen azonosak. A szarmata tenger sótartalmát 2,5‰-re becsüli (aligsós), a Bécsi medencében Papp szerint 1,65—3,00‰ (brachihalin, majdnemsós). A határ csak ott vonható meg biztosan, ahol a pannóniai faunaelemek mutatkoznak. A szarmata és a pannóniai beltenger azonos fizikai viszonyait Kretzoi Miklós halfauna adatokkal is valószínűsíti. Szerinte az eddig ismert pannóniai halfaunában, a Bécsi medencétől a Pannóniai és a Horvátországi medencerészekig igen sok, rendes sótartalmú tengeri faj van, viszont kizárólagosan csak tengerben élő fajok nincsenek. A bicskei alsópannóniai homokrétegekből határozottan sztenoterm—sztenohalinnak ismert *Chrysophrys* maradványt említ. A szarmata beltenger csökkentsósvízi jellege általánosan elfogadott tény. A pannóniai beltenger fizikai viszonyainak a szarmatával egyező volta is arra mutat, hogy az alsópannóniai beltenger sem édesvízi. Némi fönntartással a szarmata tengert inkábbsósnak véve (pliohalin 9—16,5‰ összes sótartalom), az alsópannóniai beltenger valamivel kisebb, középsós (mezohalin 5—9‰) lehet. Így az említett sztenohalin *Chrysophrys* a tanatocönózisben idegen (allochton) elem lehet.

Említettük, hogy Zalányi Béla az alföldi medencebeli felsőszarmatának minősülő rétegeket az alsópannóniai rétegekkel kőzettanilag azonosnak tartva, *Ostracoda* faunaelemek *(Amplocypris)* alapján különbözteti meg. Ez lényegében üledékfolytonosságot jelent a szarmatából a pannóniai rétegek felé. Kókay József és Boda Jenő vizsgálatai szerint a várpalotai aknamélyítés rétegsorában szarmata—pannóniai átmeneti rétegek vannak, *Rotalia beccarii*, apró *Modiola* és *Melanopsis impressa* vegyes faunaelemekkel.

A medencebeli szarmata rétegeknek az alsópannóniai rétegekbe való üledékfolytonos átmenetét igazolják Korim Kálmán és Völgyi László említett délzalai részletes üledékföldtani vizsgálatai is. Faunában, a Foraminiferák hiánya jelent biztos pannóniai réteghatárt. Korim a rétegvizek sótartalmának vizsgálatából is arra az eredményre jutott, hogy az alsópannóniai rétegek legalsó, átmeneti szintjei („lemezes márga", „lovászi sorozat") a szarmata rétegekkel egyezően csökkentsósvíziek. Ez egyezik Strauszna tengerek azonos fizikai viszonyaira vonatkozó föntebbi megállapításával.

Fauna tekintetében, a szarmata és pannóniai emelet között éles változás mutatkozik. A pannóniai emelet faunája egészen gyökértelen. Ugyanakkor Sümeghy József szerint a szarmata emelet édesvízi és szárazföldi (xeroterm) puhatestű alakjai fokozatosan mennek át a pannóniai emelet faunájába. A keleteurópai felsőszarmata (kerzoni) gerinces faunájában is pannóniai faunaelemek vannak.

Boda tanulmánya szerint, a szarmatavégi regresszió a besszarábiai alemelet végére esik, a Kárpátok kiemelkedésével kapcsolatban. A medenceüledékekben azonban ez nem érzékelődik, mert a besszarábiai alemeletet képviselő rétegek után is folyamatos üledékképződés van, a pannóniai emeletbe vezető, említett átmeneti rétegekkel. Ezeknek alsó része még a kerzoni alemeletbe tartozhatik. Vagyis a szarmata—pannóniai határ a peremeken diszkordanciával érzékelődik, a medenceüledékekben üledékfolytonosság mutatkozik, makrofauna nélküli, átmeneti ostracodás rétegekkel. A szarmata regresszió tehát nem egyenletes, általános érvényű, nem is föltétlenül teljes kiemelkedéssel és eróziós lepusztulással járó folyamat. Sok helyen csak üledékanyagváltozással, pszammitos és pelites rétegek váltakozásával érzékelődik. A szárazföldi rétegek riolittufa-, kavics- és törmelékanyaga pedig, azonos viszonyok között újraszállítva, tufitos és koptatottabb törmelék, apróbb kavics alakban rakódik le. Az azonos szárazulati helyzet érthetővé teszi az édesvízi és szárazföldi puhatestűek kapcsolatát a szarmata és pannóniai emelet faunájában.

Ez a látszólagos ellentét a medenceperemi és medenceközepi kifejlődés között azt jelentené, hogy míg a peremeken üledékhiány és diszkordancia, majd szárazföldi lepusztulás mutatkozik, addig a medencében üledékfolytonosság, az egész szarmatát kitöltő üledékképződés és megegyező település észlelhető. A peremi felsőszarmata rétegek hiányát

teljes lepusztítással nem magyarázhatjuk. A medenceképződés szerkezeti alakulása megmagyarázhatja azonban azt a lehetőséget, hogy a fokozatosan visszahúzódó szarmata tenger a peremi részeken csak az alsószarmatát jelentő tengeri üledékeket szolgáltatta, s partvonalai a medence belseje felé eltolódva, további vízi üledékek csak ott keletkeztek. Ugyanekkor azonban a kiemelkedett részeken szárazulati törmelékes és vulkáni képződmények rakódtak le.

A medence felől előrenyomult pannóniai tenger partvonalai a peremi alsószarmata üledékeken túlterjedve, azokon újabb, durva partszegélyi törmelékkel és többé-kevésbé jól megállapítható diszkordanciával (eróziós, abráziós vagy rétegtani) települnek.

A pannóniai emelet medencebeli kifejlődésének kérdéseit összegezve, úgy találjuk, hogy azok nemcsak a fedőhegységbeli peremi kifejlődésekkel, hanem a szarmata üledékképződéssel is együttesben vizsgálandók. A peremi és medencebeli kifejlődési különbségek és változatok eloszlatják a látszólagos ellentéteket. A medencebeli képződmények, az eddigi adatok szerint sem nyugat (Bécsi medence), sem kelet felé (Aralokaspi medence) nem mutatnak teljes egyezőséget. A Bécsi medencében, különösen annak északi részében, a szarmata rétegek sokkal nagyobb vastagságban, mindvégig csökkentsósvízi képződmények, gyakori faunával. A Pannóniai medence szarmata kifejlődése, a medenceperemeken, az Alföld szegélyhegységeiben is, leginkább a Stájer medencével vagy a Bécsi medence keleti, határmenti részével egyeztethető. A faunaelemek ritkasága magyarországi, eltérő keletkezési viszonyokat jelez.

A pannóniai emelet kifejlődésében a Magyar medencében nagyobb vastagságú összletek vannak. Ez kiegyenlíti a szarmatabeli kisebb rétegösszletvastagságot, mintha a magyar medencerészek süllyedő mozgása a pannóniai emeletben gyorsabb menetű lett volna. Ezeknek a kérdéseknek előbbrevitelét a mélyfúrási anyagoknak részletes újravizsgálata már eddig is sok vonatkozásban tisztázta, és a további alapfúrások megoldhatják.

Szükségtelen itt a legutóbbi két évtized idevágó gazdag irodalmában megvitatott rendszerezési és nevezéktani részletekre kitérni. A régebbiekben Gaál István, Schréter Zoltán, Vitális István, újabban Szádeczky-Kardoss Elemér, Sümeghy József, Strausz László és Boda Jenő történeti előzményeket is kritikailag méltató munkáira utalva, a magyarországi pannóniai emelet rétegtani helyzetére és ezzel kapcsolatban a miocén—pliocén—pleisztocén határkérdésre vonatkozó eddigi állásfoglalásunkat összegezzük.

1. A magyarországi szarmata emelet csökkentsósvízi fedőhegységi kifejlődésben az alsószarmata egészét (volhiniai alemelet) és a középszarmata egy részét (besszarábiai alemelet), szárazulati (folyóvízi) kifejlődésben pedig a szarmata emelet többi részét (kerzoni alemelet) hiánytalanul képviseli. A medencebeli rétegek, a szarmata emelet egészét csökkentsósvízi kifejlődéssel képviselik.

A medencebeli kifejlődésben a szarmata emeleti képződmények, eddigi ismereteink szerint, megszakítás nélkül azonos kifejlődésű alsópannóniai rétegekbe mennek át. A peremi kifejlődésben, eróziós diszkordancia mutatkozik, helyenként a szárazföldi szarmata képződmények lepusztulásával, másutt a kavicsos rétegeknek a pannóniai emeletbe való átmenetével.

2. Pannóniai rétegösszlet néven a keleteurópai rétegtani kerettől függetlenül, a szarmata emelettől a ritkán kimutatható levantei alemeletig, illetve ennek hiányában a pleisztocén rétegekig terjedő üledékképződést foglaljuk össze.

3. A pannóniai emelet a keleteurópai meoti (Strausz szerint a kerzoni alemelet fáciese), pontusi és dáciai alemeleteket foglalja magába, alsó és felső tagozatok megkülönböztethetőségével. A négy-öt faunaszintre különítés nehézségekbe ütközik, mert a jellegzetes faunaegyüttesek csak helyenként, kiékelődő lencsékben találhatók. Ezenkívül a szintek egymásrakövetkezése egy szelvényben nem mindig nyomozható, s a faunaelemek is igen változékonyak. Újabb, korszerű vizsgálatok szerint (Bartha, Strausz), inkább térszínalakulás szerinti életmódváltozást jeleznek. A magyarországi szintek a Bécsi medence részletes A—H szintjeivel nem mindenben azonosíthatók. Kéregszerkezetileg a pannóniai emelet az attikai és rodáni mozgási szakaszok közé eső tartalmat jelzi.

4. A jellegzetes *Hipparion* faunák megjelenése alapján, illetve ezek uralkodó szerepe nyomán a keleteurópai besszarábiai, kerzoni és meoti alemeleteket üledékképződési és tektogenetikai értelemben a magyarországi, a Bécsi medencebeli és a nyugati alsó (középső) pannóniai tagozat képviseli.

5. A miocén—pliocén elhatárolásának kérdésében az alsó- és felsőpannóniai rétegösszletet elválasztó diszkordancia általánossága alapján, elfogadható volna az a fölfogás,

A magyarországi szarmata és pliocén kifejlődések rétegtani tagolása és összehasonlító áttekintése

(KRETZOI M. szerint, 1959)

Korbeosztás: Kor	Emelet	Szint	Szárazföldi	Egyéb szárazulati	Medenceperemi	Medencebelseji	Spanyolország	Franciaország	Bécsi medence	Kelet-Európa	Észak-Amerika
			Magyarországi kifejlődések								
Pleisztocén	Villafrankai		Homok, lösz, lejtőtörmelék Vörösagyag (montmorillonit — illit) a Villányi hegységben, füves-pusztai gerinces faunával	Kavics, homok (Kisláng), (5. sz. folyóterasz), édesvízi mészkő (Budapest—Süttő közt)	Homok—agyagsorozat, *Tulotoma böckhi*-s puhatestű faunával az Alföld medence-feltöltésében		Pleisztocén	Pleisztocén	Pleisztocén	Pleisztocén	Pleisztocén
Pliocén	felső „Levantei"	Aszti	Vörösagyag (kaolinit), a Villányi hegységben, erdei gerinces faunával (a szakasz vége)	Homok—agyag, roussilloni jellegű gerinces faunával (Gödöllő — a szakasz eleje)	Ismeretlen	Homok—agyagsorozat, az alföldi süllyedékmedencében (sima *Viviparus*-os „levantei" faunával)	Pliocén: Aszti	Pliocén: Aszti	Levantei	Kujalniki Levantei	Blancoi
		Piacsenzai	Ismeretlen	Bizonytalan helyzetű tavi—mocsári agyagos sorozat (Gödöllő)	Ismeretlen		Pliocén: Piaisancei	Pliocén: Piacsenzai Plaisancei		Kimmériai Dáciai	
	középső „Pannóniai"	Legfelső (*U. wetzl.*) szint	Barlangi foszforit, pusztai jellegű, elszegényedett *Hipparion*-faunával (Polgárdi)	Homok—agyagsorozat, folyóvízi (*Unio wetzleri*) és szárazföldi (*Tacheocampylaea*) puhatestűekkel; füves—pusztai *Hipparion*-fauna (Baltavár)	Fás, barnakőszéncsíkos, mocsári-tavi sorozat, *Unio wetzleri*-s, *Tacheocampylaea*-s, *Limnaea*-s puhatestű faunával és *Hipparion* faunával (Rudabánya, Tataros)	Homok, agyag váltakozás, „*Unio wetzleri*, alsólevantei" faunaelemekkel az alföldi mélyfúrásokból	Pliocén: Pikermi	Miocén: Pontusi (Messzinai)	Pannóniai A B C D E F G H	Pontusi	Pontusi
		Felső (*C. triang.*) szint	Ismeretlen	Szárazföldi szakaszokkal, fás barnakőszénképződményekkel váltakozó homok—agyagsor *Viviparus*-os, *Dreissena*-s, *Congeria triangularis*-os, *balatonica*-s, *rhomboidea*-s, *Limnocardium*-os, puhatestű és *Hipparion*-fauna, erdei flóra (Tihany, Hatvan, Rózsaszentmárton)		Agyagos—homokos sorozat *Prosodacna vutskitsi*, limnocardiumos faunával	Pliocén: ? Vallesi				
	alsó	Középső (*C. ungula cap.*) szint	Foszforit a karsztterületeken (Csákvár), erdei jellegű gazdag *Hipparion*-faunával (*Hipparion* első fellépése)	Ismeretlen	Agyag—homoksorozat, gazdag *C. ungula caprae*, aligsósvízi puhatestű faunával (Dunántúl)						
		Alsó	Ismeretlen	Kavics—homok—agyagsorozat, *Congeria ornithopsis—zsigmondyi*, *Melanopsis impressa* puhatestű, és *Hipparion* nélküli gerinces faunával (Sopron, Diósd)		Agyag—márgasorozat *Limnocardium*-félékkel, Ostraccodákkal, alföldi és délkeletdunántúli mélyfúrásokban					
Miocén	Szarmata		Ismeretlen	Riolittufa, andezittufás kavics—homoksorozat, Börzsöny, Cserhát, Mátra, Bükk peremén, helyenként a pliocénbe átmenően	„Cerithiumos" mészkő, csökkentsósvízi, elszegényedett miocén puhatestű faunával, miocén gerinces faunaelemekkel (Sóskút)	Márga—agyagsorozat cardiumos, csökkentsósvízi, puhatestű faunával, Ostracodákkal (alföldi mélyfúrások)	Miocén: Tortonai	Miocén: Tortonai	Miocén: Szarmata	Szarmata: Meoti	Szarmata: Volhíniai
	Tortonai									Pontusi	Besszarábiai
											Kerzoni
	Konkai									Miocén: Tortonai	Miocén: Barstowi

Lásd a XV. táblázatot

hogy az alsópannónikumot (kerzoni–meoti) a szarmata emelet mellett a miocén zárótagjaként tekintsük. Így a pliocén alsó tagja a felsőpannóniai összlet volna. Gyakorlatilag semmi nehézség nem adódik azonban abból, ha az egész pannónikumot a pliocén alsó tagjaként véve, a miocént a szarmata emelettel zárjuk. Ez megfelel a *Hipparion* fauna európai kialakulásának is.

A pannóniai emelet őséletföldrajzi alakulása

Fent kifejtett rétegtani fölfogásunkat tünteti föl a keleteurópai felsőneogén kifejlődések összehasonlító átnézete. A kérdések ezzel még nincsenek lezárva. A vizsgálatokat a faunaelemek lencsés települése és az üledékképződés szerinti rétegkiékelődések nehezítik. Ebben a vonatkozásban, a további faunisztikai vizsgálatokban fontos az alsópannóniai tenger kissésós jellegének figyelembevétele, a lefűződés arányában történt teljes kiédesedéssel és a felsőpannóniai üledékképződés folyóvízi jellegével. Ezt részletezik Bartha várpalotai és tabi faunaelemzései.

A szarmata és pannóniai emelet rétegtani viszonyában és keleteurópai kifejlődésekkel való azonosításában szem előtt kell tartanunk a nyugateurópai tengeri kifejlődéseket is. A két kifejlődésterület között tudvalevőleg az Aegei tenger és a Földközi tenger körüli kifejlődések adják az átmenetet. A Földközi tenger körüli kifejlődésekre vonatkozólag a francia irodalomban újabban mindinkább terjed az a fölfogás, hogy a szarmata (sahéli) emelet a tortonai emelet lagunás fáciese, a változott sótartalomhoz alkalmazkodott elszegényedett kevéssésós (oligohalin) tortonai faunaelemekkel. A pontusi hipparionos faunát pedig a miocénba sorolják. Ez a lehetőség megerősítené a gerinces fauna szerinti pliocén elhatárolást.

Kretzoi Miklós részletes gerinces faunavizsgálatai arra utalnak, hogy a *Hipparion* faunák megjelenése Európában a magyarországi pannóniai emelet *Congeria ungula caprae* szintjére (felsőpannon alsó része) esik, ami összhangban van a hasonló fejlettségű *Hipparion* faunákkal szoros kapcsolatban álló északamerikai hemphilli faunák középspliocén korával. Ez a megállapítás azt vonja maga után, hogy a középeurópai felsőszarmata kerzoni alemeletét a felsőpannóniai emelet alsó részével azonosítsuk és még a középső-szarmatának tekintett besszarábiai alemelet nagyobb része is az alsópannóniai emelettel párhuzamosítható. Ezáltal csak a délkeleteurópai alsószarmata (volhiniai) volna a Bécsi medencebeli és a magyarországi csökkentsósvízi szarmatával párhuzamosítható, miáltal a két kifejlődés közötti éles ellentét is eltűnne. A francia és a keleteurópai rétegtani beosztások közötti eltérés viszont a szarmata emeletnek a tortonai emelet csökkentsósvízi fácieseként való minősítésével volna áthidalható.

Kretzoi tanulmánya szerint a pannóniai emelet a beltengerré vált Paratethys medencének felsőszarmata tengeri réteghiánnyal és a tengeri üledékképződés megszűntét követő szárazulati letarolással határolt, alsópliocén üledékciklusa. Időben egybeesik a Földközi tenger sahéli és messzinai, a keletatlanti parti sáv antverpeni és redoni üledékképződésével, és valószínűleg egykorú az északamerikai klarendoni és hemphilli faunaszinttel. A keleti és a kisebb nyugati medencéket nagy vastagságban föltöltötte a süllyedéssel lépést tartó üledékképződés, alul görgeteg-, kavics-, homok-, később homok- és agyagrétegekkel. Végül zárótagként folyóvízi hordalék, illetve mocsári, barnakőszénképződéssel kísért sorozat rakódott le. Helyenként a parti részeken édesvízi mészkőképződés kísérte a mésztartalomban általában szegény sorozatot.

Kretzoi a pannóniai emelet éghajlatát a mainál lényegesen melegebb kontinentálisnak minősíti, a Magyar medencében fagymentes téllel. Az éghajlat száraz és szélsőséges jellegét a mélyfekvésű területek medencéi helyileg kiegyensúlyozták, az éghajlat alapjellege csak a magasfekvésű területeken és a medencék feltöltése után érvényesült.

Emlősvilága a szárazföldi részeken a burdigalai–tortonai alapfaunából, a szarmatában kialakult, és Északamerikából Keletázsián át a keletatlanti partokig nyomult és itt uralkodóvá vált elemekkel *(Hipparion)* szaporodott, vegyesen erdei és kisebb részében füves pusztai alakokkal és nedvesmeleg éghajlatú, a magaslatokon szárazabb—hidegebb környezetre utaló, szintén nearktikus kapcsolatú növényzettel.

A medencerészekben sótartalmából fokozatosan veszítő csökkentsósvíz, majd kissésósvíz volt, eurihalin halakkal. A gazdag miocén tengeri faunából visszamaradt (limnocardiumos) és a parti tölcsértorkolatokban élt (congeriás) puhatestű fauna helyben alakult ki, és az egyes medencék közt időközönként meglevő összeköttetés alkalmával keveredett is. A pannóniai rétegsor záróösszlete folyóvízi üledék uniós faunával, sok helyen tópárti elmocsarasodással.

Felsőpliocén képződmények

A pannóniai emelet végén, a már túlsúlyra jutott folyóvízi üledékek a medencerészek teljes föltöltődésből következő szárazulati jellegét bizonyítják. A pliocén végét jelentő levantei alemelet üledékeinek megkülönböztetése és elkülönítése a pleisztocéntől többnyire igen nehéz. A jellegzetes szlavóniai levantei rétegek a dunántúli medencerészeken nem találhatók. Az Alföldön több helyen kimutatott levanteinek minősített rétegek, a pleisztocénnel szervesen összefüggnek, úgyhogy azt lehet mondanunk, hogy a pannóniai emelet végén kialakult szárazföldi térszínen egységes üledékciklusban találjuk a pleisztocénig bezárólag terjedő képződményeket. A térszínileg magasabb fekvésű részeken, részben szorosabb értelemben vett szárazföldi, részben kisebb-nagyobb helyi kiterjedésű mocsarakban keletkezett édesvízi üledékek vannak. A magasabb részeken a pannóniai rétegek felső határát sokszor vörös babérces agyag jelzi, különösen a Dunántúl, ahol ez az agyag pleisztocénnek minősül. Valószínű, hogy részben egykorúak lehetnek a Villányi hegységben és a Harsányhegyen levő vörös agyagos és csontbreccsiás képződményekkel, amelyek nagy részének pleisztocén korát Kretzoi szintszerűleg részletezte. Fölöttük mindenütt anemoklasztikus üledék, különböző vastagságú lösz települ, ami helyenként változó kőzettani kifejlődésben 60—80 m vastag is lehet. A Kisalföldön és a Dunántúl déli részén vastag kavicsfölhalmozódások, folyóvízi képződmények vannak.

Az Alföldön kizárólag vízi üledékek mutatkoznak, mocsári—tavi jelleggel, folyóvízi keresztrétegzettséggel, homok- és agyagrétegekkel, tőzeges—fás szövetű mocsárvízi rétegekkel.

A Kisalföld pliocén—pleisztocén—óholocén képződményeit és fejlődéstörténetét Szádeczky-Kardoss földtani módszerek szerinti részletes üledékkőzettani vizsgálatokkal, alapvető monográfiában közölte. Ebben különösen a kavicshordalékokra és a vízfolyások menetére vonatkozó eredeti vizsgálati módszerei irányadók. Szádeczky-Kardoss vizsgálati eredményei szerint a Kisalföld medencéje egészen fiatal földtani alakulat, amelyben a neogén üledékek, különösen a pannóniai rétegösszlet, közvetlenül az ópaleozóos kristályos palára települtek. A kisalföldi területrész tehát az alsópliocénig terjedően legnagyobb részt szárazföld volt. A pannóniai transzgresszió, a szarmata üledékeken túlterjedve, sokkal nagyobb területet foglalt el. A medencealakulást az attikai mozgási szakaszhoz kapcsolódó (szinorogén) kiemelkedés előzte meg, aminek eredménye a „pannonelőtti erózió", és Szádeczky-Kardoss szerint a felsőszarmata hiánya. Szarmata üledékképződés csak a medenceperemeken volt. Ezt a szarmata emeletre vonatkozó megállapításaink szerint úgy értelmezhetjük, hogy a felsőszarmata szárazföldi képződményeket a pannóniai előtti erózió lepusztította. A pliocén kezdetén (alsópannón) a Kisalföld gyorsan süllyedő üledékgyűjtővé vált, nyugat felé a Bécsi és a Stájer medencével, dél felé a Horvát—Szlavóniai medencével volt összeköttetésben.

A felsőpannóniai emelet végén a Kisalföld a rodáni mozgás nyomán lefűződött medencerészként fokozatosan szárazfölddé alakult, túlnyomólag folyóvízi eróziós működéssel és kavicsfölhalmozódással. Az egyenlőtlen kiemelkedésekkel tagolódott medencében a vízhálózat mai keretei alakultak ki, s a pleisztocénben és az óholocénben a térszínalakításban a folyóvízi működés jutott túlsúlyra. A vízfolyások irányát és változásait Szádeczky-Kardoss a keresztrétegzettség vizsgálati módszerével részleteiben is megállapította.

A dunántúli medencealakulás fiatal kavicsüledékeivel (levantei és pleisztocén) a Kisalföldtől délre STRAUSZ tanulmányai foglalkoznak, a délzalai olajterületeken gyakorlati jelentőségű megállapításokkal, a különböző kavicsrétegek korának biztos fölismerésével.

A levantei emelet és a pliocén—pleisztocén határkérdés

A pliocén—pleisztocén medenceüledékek elhatárolásában és megkülönböztetésében újabb, még további vizsgálatokra váró általános földtörténeti kérdés áll előttünk. A pannóniai emeletet, a keleteurópai dáciai (kimméri) alemelettel azonosított *Unio wetzleri*-tartalmú rétegekkel zárjuk. Ezekre a folyóvízi zárórétegekre, amelyek nagyon gyéren tartalmaznak biztosan megkülönböztethető faunaelemeket, a felszínen és a medenceüledékek mélyfúrási anyagában is hasonló kifejlődésű homokos—kavicsos rétegek következnek.

SÜMEGHY szerint a pannóniai emelet után, a medencén belül egyes területrészeken további süllyedés is volt, s ezekben a süllyedékekben agyag, homokos agyag, agyagos homok, homok, márga és földes—xilites, barnakőszenes üledékek keletkeztek. Az üledékképződés a kiemelkedett részekről lepusztított anyagoknak folyóvízi szállításával, a többé-kevésbé elkülönült medencékbe hordott kavics-, törmelékkúp-, keresztrétegzéses homok- és agyagos homokösszleteket szolgáltatott, a medencék szélein 100 m, a medenceközépen 1000 métert is meghaladó vastagságban. A kiemelkedett pannóniai rétegösszletek 100—200 m vastagságban lepusztultak. Az így keletkezett üledékek eltérnek a szlavóniai jellegzetes levantei rétegek kifejlődésétől. Faunájuk sem egyezik. A feltöltődés a medenceüledékekben meghaladja a süllyedés mértékét, a tavi jelleg folyóvizűvé lesz. Egyes kisebb, zártabb öblökben (Zagyva—Tisza, Alsólendva) hasonlít némileg a szlavóniaihoz is. A Magyar medencében azonban az egész üledékösszlet kőzettani kifejlődése és faunája is egyveretű, fauna szerinti szintekre nem tagolható. A faunában mindössze 10% a díszített elem, sima, egyszerű alakjai egészen pleisztocén jellegűek. A pannóniai beltavi faunához nem kapcsolódik, uralkodóan folyóvízi alakokból áll. A pannóniai emelet felé elhatárolható, de a pleisztocéntől nehéz elkülöníteni. Mindez nem zárja ki ezeknek a rétegeknek a levantei alemelettel való időbeli azonosítását, még akkor sem, ha az utóbbit a nyugateurópai tengeri pliocénnel (asztipiacsenzai) egyenértékűnek vesszük. Ez legföljebb a pliocén—miocén határkérdést veti föl újból, a pannóniai rétegösszletnek miocénbe sorolása mellett. Ebben az esetben a dáciai emeletbe sorolt *Unio wetzleri*-tartalmú rétegek, a régebbi irodalom szerinti értelmezéssel, a levantei alemeletnek megfelelő, pliocénkezdeti, folyóvízi képződménynek minősülnek. Ez a bazaltkitöréseknek ilyen értelemben vett pliocén korát is szorosabbra fogná.

A Magyar medencebeli pliocén és pleisztocén földtörténeti és rétegtani általános kérdéseivel kapcsolatban, a szárazföldi képződmények túlsúlyára való tekintettel figyelembe kell vennünk a gerinces faunából adódó következtetéseket is. KRETZOI idevágó tanulmányai szerint, az Alföld medencefeltöltésének mélyfúrási adatain, a gödöllői faunán, néhány még bizonytalan korú kavicstakarón és egyes *Mammut borsoni* vagy *Anancus arvernensis* leleten kívül, a medencéből semmi adatunk nincs. Legújabban a Villányi hegységben tárt fel a pliocén legvégére tehető, gazdag gerinces faunát (Csarnóta), mely a szárazföldi kifejlődés nedves—erdei jellegét bizonyítja. Rétegtanilag súlyosbítja a helyzetet, hogy a „wetzleris" rétegek fölött, alsólevantei transzgresszió nyomai vagy erőteljes aszti felkavicsolás helyett az aszti homok—kavics sorozat alatt szárazföldi üledékhézagot és letarolást találunk. Így az összehasonlításra, az eltérő viszonyok ellenére is csak a szlavóniai viszonyok vehetők alapul.

Említettük, hogy Sümeghy szerint a szlavóniai klasszikus rétegsor alsó tagja, az alsó viviparuszos rétegek, faunaösszetételben hasonlók az *Unio wetzleri*-tartalmú rétegekhez. Az utóbbiak ezért a szlavóniai alsólevantei rétegekkel is azonosíthatók. Ezek azonban az *Unio* fajok változatosságával eltérnek a többi viviparuszos réteg jellegétől, melyek nálunk újra a tavi jelleget domborítják ki. Ezenkívül a szlavóniai levantei sorozatban, valamint az alföldi mélyfúrási anyag „levantei" faunájában egyéb közös alakokon kívül megvan a szintjelző *Viviparus bifarcinatus*. A romániai viszonyokból kitűnik, hogy Wenz szerint a piacsenzai alemelettel azonos dáciai rétegsor alsó részében bizonyos tekintetben tavi, csökkentsósvízi ugyan, de a fölötte levő bifarcinátás rétegek a párhuzamosításra jól számításba vehetők.

A három faunaterület összehasonlításából kitűnik, hogy a piacsenzai (plaisanci—dáciai) rétegek a Magyar medencében megállapíthatóan regressziósak. Ezt a látszatot Kretzoi a medence túl gyors süllyedéséből eredő vízszint süllyedéssel magyarázza, ami az általános földtörténeti jelenségek mellett helyi jellegű.



139. ábra. A Kiscelli fennsík pleisztocén rétegösszlete (Balkay B. felv.)

A felsőpliocén szárazföldi fauna, Kretzoi szerint, a Himalája lábánál levő indiai erdei élővilág mása. A hasonlóság nemcsak szarvasok, medvék, disznók, tapírok, orrszarvúak, ormányosok kapcsolatával mutatkozik, hanem még ritka és az egész földön csak erre a kis területre (és Délkínára) korlátozott elterjedésű Ailuridák csoportja is megtalálható ezekben a faunákban. Ez az előző állatföldrajzi helyzettel szemben, a terjeszkedési lehetőségek terén igen nagy változást jelent. A *Hipparion* faunák korával szemben ez a fauna bizonyos átalakulásoktól eltekintve eléggé azonos jellegekkel ment át a fiatalabb kalabriai (villafrankai—günzi) faunába, vagyis a szárazföldi emlősfaunában a pliocén—pleisztocén között éles határ nincs. Még jobban kiélezi ezt az ellentétet a fentebb említett pliocénvégi csarnótai fauna nedves—erdei, szintén délkeletázsiai kapcsolatú elemeinek sora.

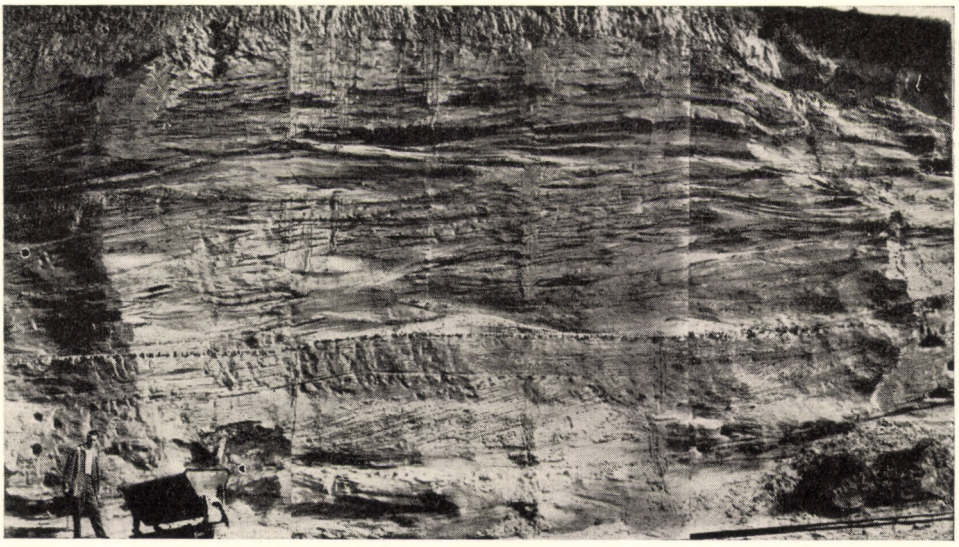
Az eddigi vizsgálati eredmények összegezéséből az tűnik ki, hogy a magyarországi medenceterületeken a pannóniai emelet végén szárazföldi térszínalakulással járó lepusztítás miatt a peremeken csak helyenként mutatkoznak olyan folyóvízi, homokos lerakódások, amelyek felsőpliocénbe tartozó faunát tartalmaznak. A medencebelseji kifejlődésben többszáz méter vastagságú, folytatólagos, folyami homok–agyag lerakódás elhatárolhatatlanul a felsőpliocénbe sorolható, a szlavóniai „levantei" rétegek egyenértékéül.

A pliocén—pleisztocén az üledékképződés morfológiai és faunisztikai viszonyok együttes vizsgálatával az aszti és a villafrankai emelet között határolható el.

Pleisztocén

A pleisztocén üledékeknek részletes vizsgálata, kifejlődésbeli különbségei az egykori térszíni viszonyok szerinti eloszlása és vastagsága nagyon fontos következtetésekre vezet a medencék fiatal alakulására és a medencerészek különböző viselkedésére nézve. A pleisztocén képződmények Magyarország

földrajzi helyzete szerint periglaciális képződmények. Tanulmányozásuk a természeti földrajzzal határos közös munkaterület. KEREKES JÓZSEF összefoglaló morfológiai tanulmányán kívül MIHÁLTZ ISTVÁN, MOLDVAI LORÁND üledékkőzettani, KRIVÁN PÁL őséghajlattani és löszvizsgálatai, BULLA BÉLA, KÉZ ANDOR, KÁDÁR ZOLTÁN és PÉCSI MÁRTON korszerű kavicsterasz morfológiai tanulmányai, RÓNAY ANDRÁS víztani, ZÓLYOMI BÁLINT kezdeményező és MIHÁLTZ ISTVÁNNÉ pollenvizsgálatai igen részletes rétegtani megkülönböztetésekre vezettek. Kiegészítik ezt VÉRTES LÁSZLÓ korszerű barlangi üledékvizsgálatai. Az Állami Földtani Intézet részéről végzett rendszeres síkvidéki földtani térképezés sokirányú anyagvizsgálatából a részletek gazdag fölisme-

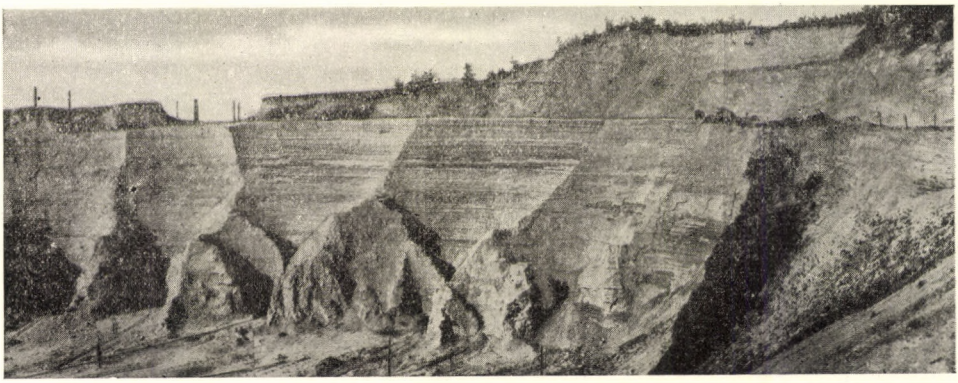


140. ábra. Alsópleisztocén folyóvízi homokösszlet, Kőbánya (KRIVÁN P. felv.)

résén kívül a löszképződésre és az alföldi karbonátos üledékképződésre vonatkozóan új általános földtani jelentőségű eredmények születtek. Mindezek a magyar föld legfiatalabb történetének mozgalmas eseményeit tárják elénk.

Pleisztocén medenceüledékeink általános földtani vizsgálatával összefoglalóan legbehatóbban SÜMEGHY foglalkozott. A pleisztocén üledékek vizsgálatában tekintetbe vette azoknak a már kialakult szárazföldi térszínhez való viszonyát is. Itt is megkülönböztetett tehát peremi, párkánysík és medencebelseji üledékeket. A pleisztocén üledékek szárazföldi durvább és apróbbszemű kavics—homok—agyagrétegekből és löszből állnak. A kavics, különösen a medenceperemi részeken, törmelékkúp jellegű, a folyók mentén terasz, a homokrétegek gyakran folyóvízi keresztrétegződésűek.

A peremi pleisztocén üledékek között peremi kavicsot, peremi vörösagyagot és peremi löszt különböztetünk meg. A peremi, gyakran limonitborsós (babérces) vörösagyag, legtöbbször az idősebb rétegek határán mutatkozik és különleges térszínen, nedvesebb erdőövben, hullóporból keletkezett. Ugyanakkor erdőtlen, szárazabb területen típusos lösz keletkezett. Ebből a térbeli elrendeződésből következik, hogy a vörösagyag a löszképződés folyamata alatt is keletkezett, tehát lehet a lösz alatt, a löszön belül vagy a lösz fölött is. A peremi pleisztocén képződményeket kavicsos, vörösagyagos óholocén párkánysíkok kísérik.



141. ábra. Felsőpannóniai agyagösszlet pleisztocén fedővel, Kőbánya (KRIVÁN P. felv.)

A medencében levő pleisztocén üledékek mélyebb és magasabb helyzetű rétegekből, szürke folyóvízi homokból, futóhomokból, tavi agyagból, vörösagyagból és SÜMEGHY szerint különleges összetételű „alföldi" löszből állnak.

A pleisztocén üledékösszlet kifejlődése a peremeken egymásrakövetkező sorrendben : alul konglomerátum és kavics, ami befelé homokban folytatódik, fölötte vasas homok, majd 50—70 m vastag folyami homok, vörösagyag és lösz. A tulajdonképpeni vörösagyag a lösznél idősebb pleisztocén termék.



142. ábra. Pleisztocén futóhomok települési viszonyai dolomittérszínen, Piliscsaba



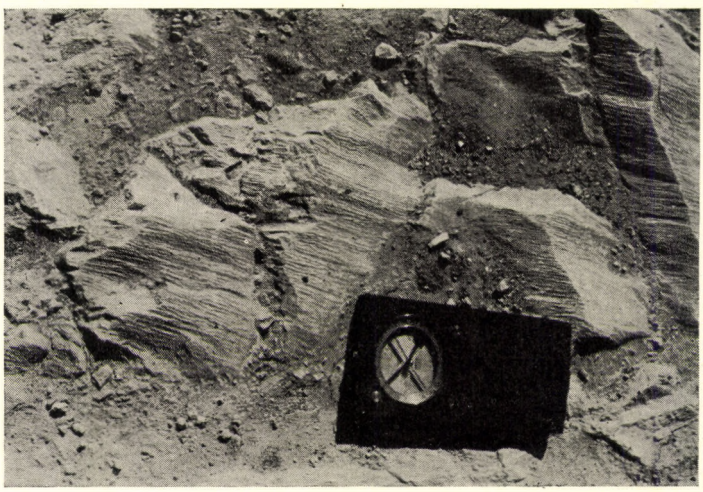
143. ábra. Pleisztocén futóhomok és dolomittörmelék rétegek kapcsolata, Piliscsaba



144. ábra. Pleisztocén édesvízi mészkő, a paleolit eszközök legújabb lelőhelyével, Tata

A medencebeli lösz, az eddigi fölfogások szerint, legnagyobb részt pleisztocénvégi (würmi jeges szakasz), a közbetelepült barnavörös vályogszintek szerint azonban valószínűleg több szakaszú képződés. Mihaltz az Alföldön futóhomokkal váltakozó 6 pleisztocén löszszintet különböztet meg. Kriván Pál alább részletezett vizsgálati eredményei a paksi alapszelvényben a pleisztocén mind a négy jeges szakaszának jelenlétét valószínűsítik. A további vizsgálatok előreláthatólag az ország más lösz szelvényeiben is a pleisztocén több szakaszában történt löszlerakódást igazolják.

Bulla szerint a lösz az Alföldön és a peremi területeken mintegy 150 000 km² területen mutatkozik, legföljebb 400 m térszíni magasságig terje-



145. ábra. Szélmarási nyomok liász mészkő felszínén, Tata (Kriván P. felv.)

dően. A peremvidékek egykori periglaciális területrészein, a magaslatokon és a hegységek belsejében a löszt helyettesítő üledék a nyirok. Ez Szabó József nyomán nedves időszakú vulkanit mállási fölhalmozódás (eluvium), Sümeghy szerint hullóporból származó erdőtalaj.

Medenceperemi, szegélyhegységi különleges szárazföldi üledék a mésztufa és az édesvízi mészkő, aminek képződése hegységperemi töréseken föltört melegforrásokkal kapcsolatos (Budai hegység, Gerecsehegység).

A pleisztocén rétegek a medenceperemeken jelentéktelenek, a medence belsejében 250 m vastagságot is elérnek. Ezek az üledékkifejlődési különbségek az egykori kialakult medencetérszín különbségeit és tagoltságát jelzik.

Sümeghy szerint a pleisztocén üledékek a medencealakulatokban, a „levantei" rétegekkel azonosan, süllyedő részekben foglalnak helyet. A medence belsejében átlag 150 m, a keleti részeken 200—300 m vastagsággal. A Kisalföld közepén, Magyaróváron 200 méternél vastagabb pleisztocén dunakavics fölhalmozódással. A medencék peremi részei kiemelkedőben voltak, 10—30 m átlagos pleisztocén rétegvastagsággal.

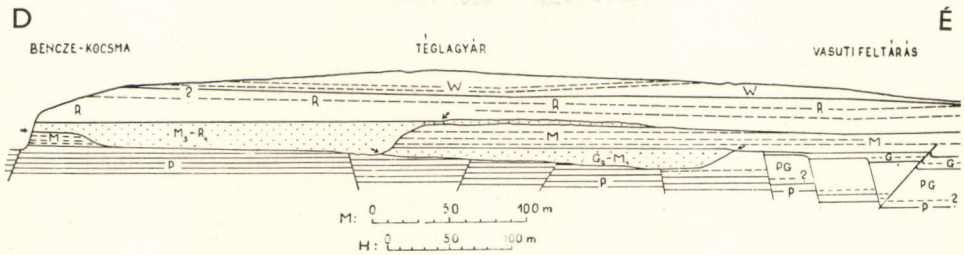
A pleisztocénban Kretzoi az éghajlati változásokat is föltüntető négy faunacsoportot különböztet meg, egy régibb és egy újabb élesen elkülönülő faunaegyüttessel.

Az első (kalabriai vagy villafrankai, günzi eljegesedés) faunacsoportjába tartozik a Süttő—dunaalmási édesvízi mészkőösszlet faunája mint alsó tag, a fehérmegyei kislángi fauna, valamint a nyugatdunántúli, *Elephas meridionalis*-tartalmú kavicsrétegek anyaga.

A második (sziciliai vagy kromeri, mindeli eljegesedés) faunacsoport alsó szakaszába a Villányi hegység, felső szakaszába a Budai Várhegy nemzetközileg ismert faunái tartoznak.

A harmadik (tirréni, rissi eljegesedés) a Solymári barlang faunája.

A negyedik (monasztiri, würmi eljegesedés) faunaösszletéhez tartozik a jégkorszaki, főleg barlangi őslénytani anyag legnagyobb része, faunisztikailag biztosan 4—5 szakaszra tagolható módon.



146. ábra. A paksi alapszelvény szerkezeti vázlata (Kriván P. szerint): P felsőpannóniai, PG pregünzi, G günzi, G_2—M_1 günzi—mindeli, M mindeli, M_3—R_1 mindeli—rissi, R rissi, W würmi; nyilak: lepusztítási felszínek

Ezek alapján Kretzoi szerint, a Süttő—dunaalmási édesvízi mészkőösszlet alsókalabriai; a kislángi kulcsfauna, *Elephas meridionalis* leletekkel, és a Balatontól a Dunáig számtalan ponton előbukkanó kavicsvonulat felsőkalabriai.

A Várhegy terasza mindeli szakasz, az ún. városi terasz, sok helyen faunalelettel igazolt würmi szakasz. A legutóbbi időkig Kretzoi a paksi lösz szelvényből kikerült würminek tartott barlangi oroszlán alapján, az egész löszösszletet egységesen würmi (monasztiri) korúnak tartotta. Kriván részletes vizsgálatokkal, a lelet helyzetének pontosabb rögzítésével a paksi lösz föltárásban a magyarországi löszképződés teljes alapszelvényét ismertette, a pleisztocén mindeli, rissi és würmi szakaszainak megállapításával és a még kellően föl nem tárt günzi szakasz valószínűsítésével, nedves és száraz éghajlatot jelző üledékek váltakozó rétegeivel. Ebben a jól tagolt alapszelvényben eolikus és elváltozott eolikus üledékek vannak (lösz, elváltozott lösz, futóhomok), nagyon kevés mocsári állóvízi és időszakos vízfolyás lerakódásaival. Újabb kiegészítő vizsgálatok szerint a rissi rétegösszletben andezit jellegű anemopiroklasztit, lösz jellegű összetételű anemotufitréteg is van, aminek vulkáni eredetét Kriván keletről, a Hargita pleisztocénben még működő vulkáni területéről származtatja.

D) A MEDENCEALJZAT RÉTEGTANI KIFEJLŐDÉSE

A medenceüledékek kifejlődésének tárgyalásában szükségszerűen említettünk medencealjzati adatokat is. A medenceüledékek összetételében, a medencealakulástól függően, földtani korban és területi elrendeződésben eltérések vannak. Ezenkívül a fedőhegységi és medencebeli, egyidejű üledékek kifejlődésében is vannak eltérések. A szerkezeti elemzés céljából itt csak röviden összegezzük a mélyfúrásokban eddig megismert medencealjzat rétegtani kifejlődéseit. A medenceüledékek kifejlődésében, a fedőhegységgel szemben különbségek is mutatkoznak. Ezzel ellentétben, az eddig megismert medencealjzat mindig a legközelebbi felszíni alaphegységgel egyező kőzetkifejlődésben mutatkozik. Ennek megfelelően kristályos paleozóos és mezozóos képződmények vannak. A különböző medencerészek fúrásaiban átlag 1000—2500 m mélységben érték el a medencealjzati alaphegységet. A déldunántúli lovászi területen eddigi legnagyobb mélység 4000 m, még valószínűleg helvéti emeletben maradt. Az Obornak—oltárci 3. sz. fúrás 3620 m-ben, a tortonai—helvéti rétegösszlet után valószínűleg felsőoligocénben halad. Egyik sem ért még alaphegységet. A nagyalföldi eddigi legmélyebb fúrás (Nagyszénás 3009 m) az alaphegységet 2830 m körül érte el a mezozóos felsőliász alakjában.

Az utóbbi időben mindinkább szaporodó mélyfúrások szakirodalmilag ismertetett (Majzon László, Kőrössy László, Tomor János, Csiky Gábor) részéből rétegtani csoportosításban említünk egyes területi elrendezés és szerkezetalakulás tekintetében irányadó adatokat. Fölsorolásunk tehát teljességre nem törekszik, s az alaphegységek rétegtani tagolódását veszi alapul.

Ópaleozóos kristályos és átalakult képződmények

A medenceperemi alaphegységszegélyek mélyfúrásaiban észlelt, a közeli alaphegység kőzetkifejlődésével egyező képződményektől eltekintve, a medencéken belül a felszíni alaphegységektől kisebb-nagyobb távolságokban megállapított ópaleozóos képződmények vannak a dunántúli medencerészekben és a Nagyalföld keleti és déli határmenti részén, a medencealakulás és a szerkezet szerinti különböző mélységben.

A dunántúli medencerészekben kristályos pala és néhol gránit képviseli a legidősebb medencealjzati képződményeket. A Kisalföldön, a Mihályi körüli mélyfúrások a pannóniai és szarmata rétegek alatt, helyenként tortonai rétegfoszlányokkal, 1600—2500 m közötti mélységekben kristályos palát állapítottak meg, epizónás és mezozónás

jellegű kvarcfillit, szericitfillit és gneiszcsillámpala alakban. Szericites mészfillit mutatkozott a váti (1. sz.) fúrás 2517 m mélységében. Ez a kisalföldi rész nyilvánvalóan a soproni és Kőszeg vidéki hasonló felszíni alaphegységhez csatlakozik.

Itt említhetjük, hogy a Kisalföldön a büki mélyfúrásban a Kőszeg vidéki devon dolomitra emlékeztető képződménybe jutottak.

A Velencei gránithegység közvetlen peremén többnyire kis mélységben elérhető fedett grániton kívül medencealjzati gránit eddig csak a ságvári 1. sz. fúrásban mutatkozott, szintén kis mélységben (158 m), közvetlenül a pannóniai rétegek alatt. Ez kőzettanilag is még a felszíni velencei gránitvonulat szegélyéhez sorolható. A balatonhídvégi fúrásokban (970, 1060 m) a szarmata mészkő alatt elért kvarcos fillit és gránátos kloritpala mélységi folytatást jelez a balatonperemi ópaleozóos kristályos vonulat tengelyében. Ugyanez mutatkozott a régebbi siófoki fürdőtelepi fúrásban, a felsőpannóniai rétegek alatt 71 m mélységben, Balatonföldváron a pannóniai, szarmata, tortonai és helvéti rétegek alatt, 285—316 m között szericites kvarcitpala és szericites csillámpala alakban. Balatonbogláron pedig, ugyancsak vízkutató fúrásban, felsőpannóniai rétegösszlet után, 361 m mélységben fillit alakjában. Balatonbozsokon felsőpannóniai rétegek (151 m) alatt, középsőeocén rétegösszlet (314 m-ig) mutatkozott, mely közvetlenül az ópaleozóos diabáztelérekkel átjárt fillitösszletre települt. Ezek a medencealjzati adatok a balatonmenti ópaleozóos vonulat tartozékai.

Dél felé haladva, az eperjeheggyháti fúrás leptit, helleflintaszerű mikrogneiszbe, a babocsai 3. sz. fúrás 2244 m mélységben gneiszbe jutott, a babocsai 6. sz. fúrásban pannóniai és tortonai rétegösszletek után 2300 m mélységben aktinolitpala és muszkovitos biotitgneisz, a szigetvári 1. sz. fúrásban kvarcfillit (651 m), a kilimáni 6. sz. fúrásban szericites kvarcit (510 m), a kaposvári 1. sz. fúrásban biotitos, kloritos csillámpala (1136 m) van. Ezek a metamorf képződmények a balatonmenti felszíni és medencealjzati átalakult vonulatösszlettől eltérő, valószínűleg kambrium előtti vonulatrészt képviselhetnek. Egyesek ezek közül föltűnően kis mélységben, sasbércszerűen kiemelkedett részeket jeleznek. Pécstől délre, Görcsöny községben, muszkovitos csillámpala, pannóniai rétegek alatt 25 m mélységben mutatkozott, a Pécs vidéki déli hegységperemen megismétlődő pikkelyes egymásratolódások egyik pikkelyét képviselve. Pécsett a meszesi fúrás is fillitbe jutott. A pécsbányatelepi út mellett lemélyített 7. sz. pécsi fúrás is elérte a változatos átalakult kristályos összletet 556 m mélységben a fúrástalpig, 893 m-ig (43. o.). Pécstől nyugatra, Pellérd határában, 36 m mélységben kvarcos csillámpalába jutottak. Ezek az adatok a hegység déli pikkelyes szerkezeti övének szegélyén a síksági előtérben a kristályos, ópaleozóos medencealjzatra utalnak, dél felé a Villányi—nagyharsányi mezozóos pikkelyvonulatig terjedően. A Mecsekhegység északi előterében a győrei mélyfúrás 760—801 m mélységben szintén elérte a kvarcitpalából, kovapalából, fillitből álló kristályospala aljzatot.

Ugyancsak viszonylag nem nagy mélységben (791 m) pannóniai rétegösszlet alatt, a határon túl, Muraszombaton is biotitos gneisz, majd 1184 mélységben csillámpala mutatkozott.

Az Alföld északkeleti és keleti részén, a Tiszántúl több helyén, s legújabban délen, a Duna—Tisza közén eddig csak kristályos pala-féléket ismerünk. Kőrössy László ismertetése szerint Kismarján amfibolitot és csillámpalát, Körösszegapátin (1416 m) ugyancsak amfibolitot, gneiszt és csillámpalát, Szerepen csillámpalát (1953 m), Hajdúszoboszlón (1430 m) gránátos csillámpalát, Püspökladányban (1950 m) ráncolt, muszkovitos csillámpalát, Túrkevén (1952 m) muszkovitos biotitgneiszt találtak. Madarason, a déli országhatár közelében, viszonylag csekély mélységben (410—502 m) érték el a csillámpala aljzatot. Figyelmet érdemel, hogy a csillámpala fölött közvetlenül települt vastag, szárazföldi—édesvízi, a mecsekhegységivel egyező helvéti konglomerátum (155—410 m) kavicsanyagában permi homokkő, triász mészkő, mecseki jellegű dogger és liász kőzetanyagokat ismertek föl. Csaknem általános szabályként adódik, hogy ezeken a helyeken, sajátanyagú, transzgressziós, helvéti—tortonai vagy pannóniai alapkonglomerátummal indul a medenceüledékek sora. Ez a kristályos palakőzetek kavicsaiból álló konglomerátum törmelékanyagának különböző mértékű koptatottságával ott is utal a kristályos aljzat közelléte, ahol azt a fúrás még nem érte el (Bugyi, Nádudvar, Rákóczifalva, Törtel kréta korú konglomerátum anyagában).

Egyelőre elszigeteltnek tűnik a pusztaföldvári 3. sz. fúrásban 1718 m mélységben elért, átalakult csillámos kvarcitpala, ami fölött közvetlenül alsópannóniai durvaszemű homokkő és konglomerátum települt, *Limno-*

cardium banatica és *Congeria* nyomokkal. Végül a déli országhatáron, a b a t t o n y a i mélyfúrásban ugyancsak átalakult kőzet, gneiszgránit mutatkozott medencealjzatként.

A nagyalföldi medencealjzatban mindeddig csak átalakult kőzetösszletek mutatkoztak. A kézirat sajtó alá kerülése óta a Duna—Tisza közén, Kecskemét—Nagykőrös között, a n a g y k ő r ö s i 6. sz. fúrásban 915 m mélységig felsőpannóniai, majd 1270 m-ig alsópannóniai rétegek után plagioklász—biotitos gránitba jutottak. Ugyancsak gránitba ért a Kecskeméttől északkeletre levő (Nk. 1. sz.) fúrás is 1096 m mélységben, a pannóniai rétegek alatt 40 m vastag tortonai rétegekkel (KERTAI). Nyugat felé az i z s á k i 1. sz. fúrás 300 m-ig agyagos kötőanyagú, szürkészöld, kevéssé koptatott átalakult kőzetanyagú konglomerátum után globotruncanás felsőkréta mészmárga és bugyi fúrásban észlelt vöröses alsókréta (?) mészhomokkő alatt a mecsekihez hasonló kvarcfillitet értek el.

Az alföldi kristályos pala medencealjzat pontosabb korát meghatározni nem tudjuk ugyan, de nyilvánvaló, hogy az ópaleozóikumba tartozik. Túlnyomólag mezozónás kőzetei között a gneisz esetleg prekambriumi is lehet. Ez annál valószínűbb, mert föntebb utaltunk arra, hogy a Dunántúlon a Sopron vidéki kristályos összlet az újabb alpi megismerések szerint prekambriumnak bizonyul.

Karbon—perm

A dunántúli medencerészben, a k a r á d i 1. sz. fúrásból (956 m) sárgásfehér, tömött mészkő került ki az alapkonglomerátum anyagából. A mészkő anyaga nagyobb szállítottságra nem utal ; amennyiben tehát még nem jelentené a helytálló medencealjzatot, kétségtelen, hogy a közelből származik. 1026 m mélységben már határozottan alapkőzetet értek. A mészkő vékonycsiszolatában MAJZON *Schubertella* és *Climacammina* metszeteket ismert föl, amelyek a felsőkarbon legfelső részére utalnak, a Karni Alpok „auerniggi" rétegeinek kifejlődésében.

A felszíni karbon rétegek tárgyalásában említettük, hogy a karbon a Balatonfelvidéken, L o v a s és A l s ó ö r s határában, a permi vöröshomokkőösszlet átfúrása után, sötétszürke és fekete, kvarceres agyagpala, fekete bitumenes mészmárga- és mészkőrétegekkel mutatkozott (46. o.). Ez a fillitre települt összlet a szabadbattyáni alsókarbon (vizéi emelet) rétegekkel azonos.

A n a g y l e n g y e l i 108. sz. kutató alapfúrásban, a pannóniai, szarmata és tortonai emelet, valamint a felsőkréta rétegek után elért egyveretű, sötétszürke, bitumenes, pirites dolomitösszlet felső részét alsónóri emeletbe tartozónak minősítettük. A 2365—4390 m mélységig harántolt, szervesmaradványok nélküli dolomit alsó részének egyik csiszolatában azonban *Tetrataxis*-féle metszet mutatkozott, ami felsőkarbon—permi korra utal. Ez megerősíti a Keleti Alpok (Karavankák) irányában levő kapcsolatot.

Faunával igazolt további karbon rétegeket a medencealjzatban nem ismerünk. A Mátrahegység és Bükkhegység medenceöblözeteiben a bükkhegységi felszíni felsőpermi rétegekkel egyező képződmények több mélyfúrásban vannak. A nagykörösi fúrásokban a tortonai rétegek alatt, az említett gránitaljzaton kívül, különböző mélységekben permi szárazföldi vöröshomokkövet találtak, a mecseki és a balatonfelvidéki kifejlődéssel azonosítható alakban.

Mezozóikum

A mindinkább szaporodó medencekutató mélyfúrások adatai szerint sokáig csak triász, majd újabban jura és kréta rétegeket is megismertünk a medencefenék fölépítésében. Ezek szerint a gyakoribb triász tagozatok a területi helyzetük szerinti felszíni triász kifejlődéssel azonosak. Az alföldi jura rétegek eddig ismeretlen új színt jelentenek a medencealjzatban, a kréta rétegek pedig a Tisza menti és tiszántúli kifejlődésben eltérnek a felszíniektől, s legföljebb korban egyeztethetők azokkal.

Triász

A dunántúli mélyfúrásokban többnyire biztosan fölismerhető triász rétegek kifejlődése a Magyar Középhegység megfelelő részéhez igazodik. Valamennyi mészkő, dolomitos mészkő, helyenként szaruköves nyomokkal. Rétegtanilag karni és nóri emeletbe sorolhatók, szervesmaradványok nélkül. Ilyeneket ismerünk a délzalai, hahóti, kilimáni, majd az újudvari, nagylengyeli, andráshidai, karádi, buzsáki területeken. Figyelemre méltó a nagytilaji 2. sz. fúrás, amelyben a pannóniai és tortonai rétegösszlet után (862 m) átfúrt felsőkréta (szenon) rétegek alatt (1081 m) jura rétegek (1143 m), majd sötétszürke és fekete leveles agyagmárga-, mészmárga- és mészkőösszlet mutatkozott (1480 m), raibli—vengeni rétegekre utaló *Avicula*, *Posidonia*, *Myophoria* maradványokkal és kifejlődéssel (alsókarni—ladini emelet). Kérdéses az inkei 9. sz. fúrás zöld szerpentines kőzetanyaga (1705—1732 m) s a vele kapcsolatos szürke, szarukőgumós, dolomitos mészkő. Az utóbbi középső-triászra utal, de idősebb (paleozóos) is lehet. Az inkei 12. sz. fúrásban szürke, szemcsés kvarcit, sötétszürke homokos agyagpala (2163—2169 m), sötétszürke meszes agyagpala, finomszemű dolomit (2230—2234 m), valamint fekete agyagpala (2292—2297 m) váltakozó rétegösszlete ugyancsak triászra (ladini emelet) utalhat. Hasonlóan kérdéses az igali szürke, féligkristályos mészkő, amit Földvári a polgárdi paleozóos mészkővel tart azonosíthatónak. Területi helyzete szerint is a paleozóos övbe illeszthető.

A hegységeken belüli medenceöblözetekben a felszínen csak foszlányokban észlelhető, mélyebb triász tagok is vannak, nem nagy mélységben. Ezek között említhetjük a csákvári fúrásban és Bicske körül (Tabajd) megismert szeizi és kampili rétegeket, majd a békásmegyeri ártézi fúrásban átfúrt nóri dachsteini mészkövet (510—553 m) és az alatta elért világosbarna karni dolomitot.

A pesti oldalon, a városligeti régi (I.) fúrásban a karni dolomitot, a II. sz. fúrásban a nóri dachsteini mészkövet érték el. Hasonló a gödöllői 3. sz. fúrásban megállapított dachsteini mészkő (1893 m) alatt a karni dolomit (1923 m-ig). Ennek megfelelőleg a turai fúrás a pannóniai, szarmata, tortonai andezittufa, katti, rupéli és középsőeocén rétegek alatt világosszürke, kalciteres, valószínűleg karni mészkőbe jutott. Ide sorolhatjuk dél felé, a Bugyi határában lemélyített 1. sz. fúrást, amely kiemelt helyzetben (249 m) felsőverfeninek minősíthető *(Pecten discites)* kovás agyagmárgát talált. Ez némi megközelítéssel a monoklinális településű, észak felé fiatalabb tagokat jelentő balatonfelvidéki triász sorozat analógiája lehet, az északabbra eső fúrásokban említett felsőtriász tagokkal.

Az Alföld északi szegélyén, Budapesttől a Bükkaljáig tartó medencerészen, Turáig terjedően kétségtelenül a Budai hegység triászával azonos triász tagozatok vannak.

Medencealji triász adataink, mélyfúrások hiánya miatt, a Bükkhegység déli előteréig megszakadnak. E megszakítás után, a Bükkhegység déli medenceelőterében több mélyfúrásban, különböző mélységben észlelték a meglehetősen egyveretű mészkő- és sötét agyagpalaösszletből álló ladini rétegeket, a nyugati részeken nagyobb mélységben (1670—2180 m), keleten valamivel magasabban (1420—1580 m). Kifejlődése a bükkhegységivel egyezik. Szervesmaradványokat csak a mezőkeresztesi 24. sz. fúrás dolomitos mészköve mutatott, MAJZON szerint *Globigerina*, *Glomospira* alakokkal. A demjéni fúrásban (776—844 m) a diploporás mészkőösszlet, *Nodosaria*-val, egyes fúrásokban 400—600 m vastagságúnak bizonyult, ami valószínűleg pikkelyes ismétlődésre vezethető vissza. Rétegtanilag a ladini emeletbe sorolható. Ugyanezt észlelték a sajóhídvégi 3. sz. fúrásban is (1880 m).

Különös földtani jelentőségűek a jászberényi fúrási adatok. Az 1. sz. fúrás felsőpannóniai (438 m), alsópannóniai (1528 m) és szarmata (1677 m) rétegösszletek után sötétszürke és fekete, selymesfényű, meszes agyagpalába jutott (1923 m-ig), amit legnagyobb valószínűséggel a bükkhegységi ladini összlettel lehet azonosítani. Ezt a valószínűséget alátámasztja az is, hogy a jászberényi 2. sz. fúrás 1795—1851 m között ugyanezt a sötétszürke agyagpalát érte, majd 1857 m-ig sötétszürke, kalciteres szervesmaradványok nélküli mészkőbe jutott (MAJZON). A bükkhegységi triász kifejlődésével való azonosítás mellett szól még a tóalmási 2. sz. fúrásban elért diabáz, amelynek kőzettani jellege BALOGH szerint ugyancsak a bükkhegységi triász korú diabázra utal. Földtani tekintetben ez a megállapítás Tura—Tóalmás—Nagykőrös vonalában megadná a Turáig terjedő Dunántúli Magyar Középhegység triász kifejlődésének elhatárolását a bükkhegységivel szemben.

Az Alföld tiszántúli részén, a hajdúszoboszlói 2. sz. állami fúrás 1447—2032 m közötti agyagpala-, szürkésvörös homokkő-, konglomerátum-, szürkéssárga mészkő- és mészpalaösszletét triász korúnak is említik. Ez azonban az újabb megismerések nyomán inkább flis jellegű összlet, felsőkréta lehet.

Nagyon jellegzetes, eddig egyedülálló, faunával igazolt triász lelet a tótkomlósi daonellás homokos mészkő,- dolomit- és agyagpalasorozat, mely a ladini emeletbe sorolható. A jászberényi ladini lelettel közvetlenül nem hozható kapcsolatba, inkább a romániai Mti Apuseni biharhegységi kifejlődésével mutat azonosságot.

Jura

A Dunántúli Magyar Középhegység belső, eocén kőszénmedencéinek alján (Vértessomló, Tatabánya, Dorog) helyenként szigetrögnek minősülő alsóliász mészkőrétegek mutatkoztak. Ezenkívül Dorog, Tokod vidékén, az alsóeocén kőszénösszlet alján ismert jura tűzkőtörmelék jelzi a medencealji jura egykori jelenlétének kiterjedését.

A Bakonyhegység tengelyében, a délnyugatra levő nagytilaji 2. sz. mélyfúrásban, a felsőkréta után calpionellás titon mészkő (1112—1143 m), majd sárgás, halványrózsaszínű, mangánfoltos húsvörös, krinoideás—posidoniás és vöröseres, sárgásrózsaszínű mészkőösszlet az alsó- és középsőliászt képviselheti.

Meglepő adat a jura képződmények megállapítása a Nagyalföld közepén és a tiszántúli részen. Kiskőrösön a felső- és alsópannóniai, szarmata és tortonai rétegösszletek alatt 1496 m mélységben jura összletbe jutottak, s 2055 m mélységig mindvégig abban haladtak. Az átharántolt jura kifejlődésben a felsődoggertől—alsóliász fedőkvarcitig terjedő rétegsorozat volt kimutatható, trachidolerittal (1500 m, 1532—1537 m, 1683—1694 m), helyenként megfelelő szervesmaradványokkal (mészalga, *Foraminifera*, *Marginulina*, szivacstűk, *Pentacrinus*, *Rhynchonella*, *Ostrea*, *Pecten*, *Posidonia*, *Ammonites*). A tortonai rétegeknek a jura aljzatra való közvetlen reátelepülését, mintavétel hiánya miatt nem ismerjük. Az 1496—1500 m közötti első minta, vörös gumós agyagos mészkő a mecseki bath—kallóvi rétegekkel azonos. Az ugyanitt jelentkező első trachidolerit minta is alátámasztja a mecseki kifejlődéssel való azonosítást. Föltételezhető, hogy a mecseki mezozóos rétegösszlet malm—alsókréta tagozatai is megvoltak, de a fúrás helyén lepusztultak. A fúrási magmintákon 5—20 fokos hajlások és 20—75 fok között változó kőzetrések és csúszási síkok észlelhetők.

A tótkomlósi 11. sz. fúrásban 1655—1684 m között eddig még közelebbről meg nem határozott korú mezozóos mészkő, agyagos mészkő, homokos, kalciteres agyagmárga (kréta?) után 1714 méterig vörösbarna, krinoideás mészkő (*Rhynchonella*, *Pennodiscus*, *Trochammina*, *Calpionella* nyomokkal) valószínűleg a titon—alsókréta kifejlődést képviseli (erdélyi szirtes mészkő?).

A tiszántúli Nagyszénás 3009 méterig haladt mélyfúrása a korábbi előzetes adatok alapján pannóniai rétegösszletűnek volt minősítve. A fúrási magminták közvetlen újravizsgálata szerint 1500 méterig felsőpannóniai, 2830 méterig alsópannóniai rétegek után, 2830—3009 m között sötétszürke, finomszemű, szenesedett növénynyomokat tartalmazó felsőliász agyagpalába jutott. Rossz megtartású szervesmaradványok (*Rhynchonella* cf. *amalthei*, *Posidonia* cf. *bronni*, *Solenomya bollensis*, *Plicatula* sp., *Cypris* sp.) valószínűsítik a kőzetkifejlődésen kívül a felsőliászba tartozást.

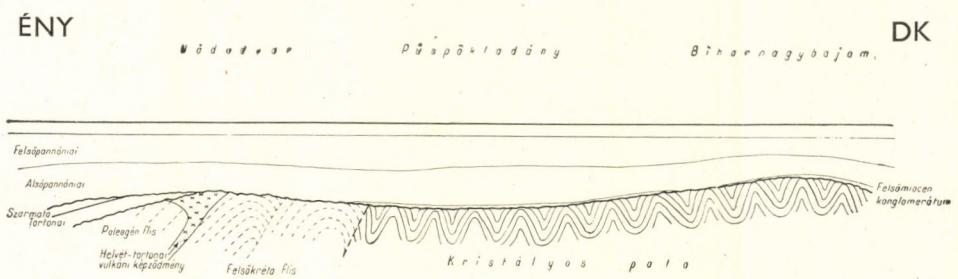
Hasonló középső—felsőliász, mecseki kifejlődésre emlékeztető sötétszürke, kalciteres mészkő, márga és meszes kvarchomokkő mutatkozott a madarasi 4. sz. fúrásban, 400 méterig terjedő felső- és alsópannóniai, valamint 430 méterig észlelt helvéti emeletbe tartozó rétegek alatt, 469 méterig. A mészkő csiszolatában, *Krinoidea*, *Ostracoda* metszeteken kívül, *Nodosaria*, *Dentalina* és *Ophthalmidium*-féle *Foraminifera* metszetek valószínűsítik a liász kort.

A kiskőrösi, nagyszénási, valamint a tótkomlósi medencealji jura rétegösszlet területileg a mecsekhegységi epikontinentális jura kifejlődésnek vonulatszerű összeköttetését jelzi, a romániai Biharhegység hasonló jura tagozatai felé.

Kréta

Az utóbbi időben a medencealjzatban megismert kréta képződmények jellegei, különösen a Nagyalföldön, fokozottabb módon előbbrevitték a magyarországi medencealakulásra, sőt a dunántúli kréta időszaki rétegekre vonatkozó ismereteinket. A dunántúli Pannóniai medencében, a Tatabányai medencerészben és a Vérteshegység északnyugati peremi előterében mélyített eocén kőszénkutató fúrások tárták föl a harmadidőszaki rétegösszletek alján levő kréta képződményeket, 300—500 m közötti mélységekben. Ezeknek a rétegeknek a felszíniekkel azonos kifejlődését az alaphegységek tárgyalásában ismertettük. A bakonyi teljesebb kréta összlet kifejlődésére vonatkozó ismereteinket jelentős módon bővítették a bauxitkutató fúrások, különösen a Halimba—Padrag vidékiek, amelyek a még vitatható második felsőkréta bauxitszint lehetőségét az ajkai kőszénösszlet fekvőjében, jellegzetes pyrguliferás faunaelemekkel a turoni emelet aljára rögzítették. Ezek az adatok még szintén a hegységen belüli összlet kifejlődését jelentik. A felszíni alaphegységtől távolabb, már a medencéhez tartozó területen, a nagylengyeli, andráshidai, gellénházai, nagytilaji olajkutató mélyfúrások tárták föl a bakonyi felsőkréta

szenon emeletbe tartozó rétegeit, a gryphaeás márgát, hippuriteszes mészkövet és a globotruncanás agyagmárgát. Ez a rétegösszlet változó vastagsággal, diszkordánsan települ az idősebb képződmények egyenetlen térszínére. A gryphaeás márgaösszlet sötétszürke mészkő, mészmárga és agyagmárga váltakozó rétegeiből áll, növénymaradványokkal, kőszenes csíkokkal. Jellemző *Foraminifera* faunáját MAJZON ismertette, aki szerint ez az összlet 150—175 m vastag. A hippuriteszes mészkő, az előbbivel azonos mikrofaunával, a bakonyi kifejlődéssel egyezik. Vastagsága 200—230 m. Végül az ugyancsak jellegzetes globotruncanás márgaösszlet világosszürke agyagmárga és mészmárga, homokkőrétegekkel, gyér *Inoceramus* maradványokkal és *Globotruncana* faunával. Vastagsága 300 métert is meghalad, kőzetkifejlődése szerint nyíltabb medencebeli üledék, az előbbiek sekélyebbvízi jellegével szemben, a pelites anyag túlsúlyával.



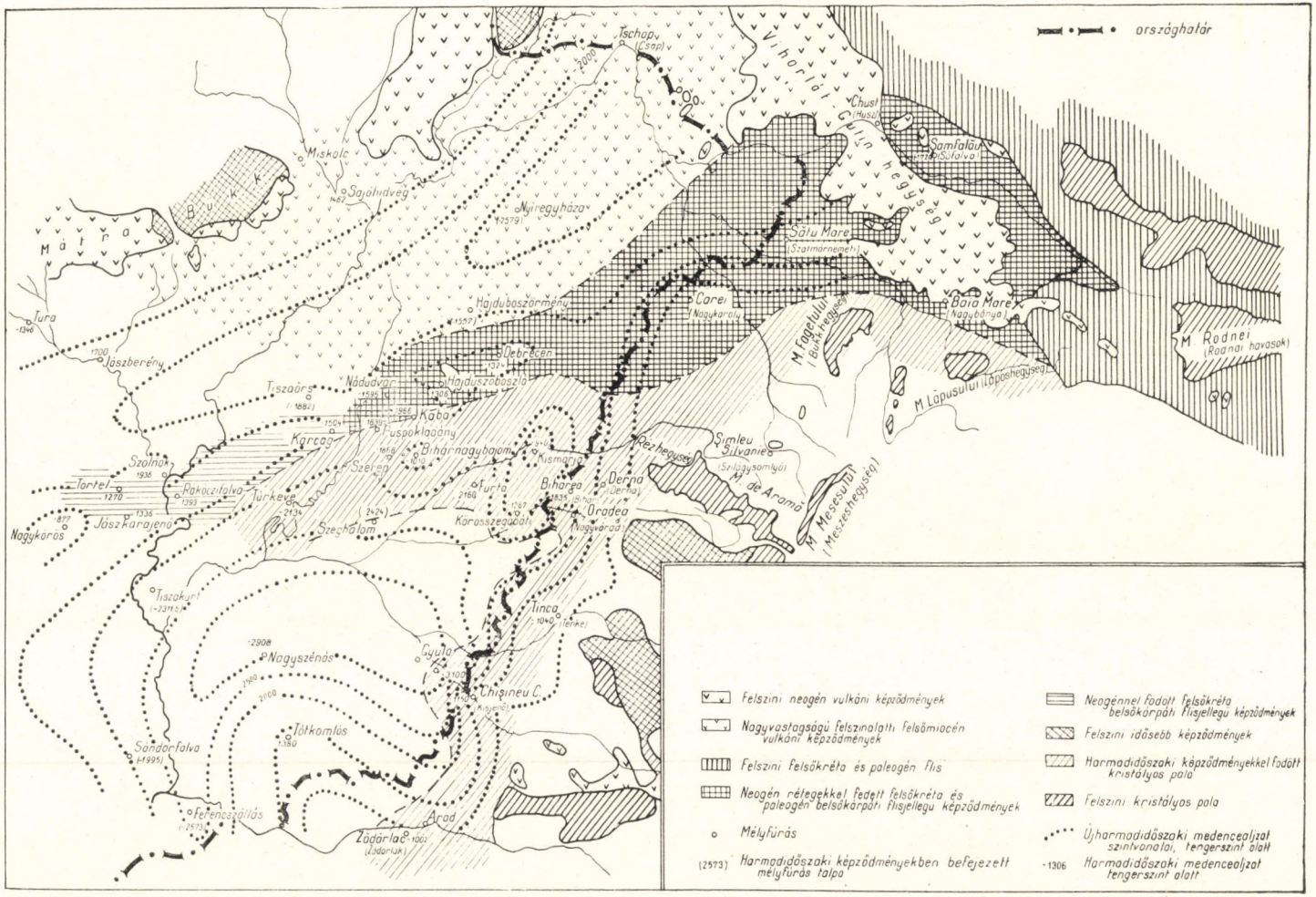
147. ábra. Az alföldi medencealjzat flis jellegű képződményeinek szerkezeti vázlata (KŐRÖSSY L. nyomán)

A délzalai területen, biztosan kréta korúnak minősíthető rétegeket eddig nem ismerünk. Az inkei 9. sz. fúrásban (1705—1732 m és 1487—1514 m) észlelt szerpentin a horvátországi Fruska Gora analógiája szerint felsőkréta korú lehet. A szerpentin valószínűleg középsőtriász szaruköves, dolomitos mészkővel kapcsolatos.

Figyelemre méltók az Alföld medencealjzatában megismert kréta korú rétegek, amelyek kifejlődésben teljesen eltérnek a dunántúliaktól, és a legújabb Pest környéki (Mátyásföld, Cinkota) fúrásokban, valamint a Duna—Tisza közén, Bugyi határában a Tisza menti és tiszántúli fúrásoktól eltérő kifejlődésben mutatkoztak.

A bugyi fúrásban elért vörösfoltos kvarchomokkő a vérteshegységi eocén alatti hasonló rétegekkel azonosítható alsókréta (apti—albai emelet) tag. Az Olajkutató Laboratórium anyagvizsgálata szerint Radioláriákat és kovaszivacstűket tartalmaz. Az alatta levő alapkonglomerátum, mint említettük, kristályos alaphegység közellétét sejteti.

Ezt a régebbi föltevésünket megerősítik az újabb mátyásföldi és a cinkotai 6. sz. fúrásban észlelt rétegek. Mindkét fúrásban a burdigalai, oligocén és középsőeocén rétegek után vörösesbarna és zöldesszürke homokos agyagmárgába jutottak, amelyben Radioláriák és kovaszivacstűk vannak. Ezek a rétegek kőzettani kifejlődés és radioláriás voltuk alapján, a bugyi rétegekkel azonosíthatók. A mátyásföldi fúrásban ezek alatt még vöröstarka, homokos, meszes kötőanyagú breccsiát találtak, amely az ottani, valószínűleg karni dolomitra települt. A breccsia anyagában dolomit-, mészkő- és tűzkő-



148. ábra. A Magyar Alföld medencealjzatának belsőkárpáti flis jellegű képződményei (Kőrössy L. szerint)

törmelék van, ami a bugyi fúrás kristályos alaphegységi, kissé koptatott durvakavics anyagával szemben a Pest környéki mezozóos (triász) alaphegység szegélyét jelenti.

Ezeknek a kréta képződményeknek biztosabb kormeghatározását a nagykőrösi 1. sz. fúrásban, pleisztocén (147 m), levantei (596 m), felsőpannóniai (878 m), alsópannóniai rétegek után 903—995 m között elért vöröstarka homokkő és kristályos kőzetanyagú alapkonglomerátum és 1073 méterig átfúrt sötétszürke foraminiferás mészkő teszi lehetővé. A mészkő csiszolatában, MAJZON fölismerése szerint, igen sok jellegzetes *Oligostegina*, ezenkívül egy bizonytalan *Orbitolina* metszet, bordás kagylóhéjmetszet és kis tornyos csigametszet volt fölismerhető. Ezek alapján az apti—albai emeletbe tartozást igazolhatjuk.

MAJZON és KŐRÖSSY részletes ismertetései szerint kréta képződményeket ismerünk a debreceni, hajdúszoboszlói, nádudvari, kabai, rákóczifalvi, törteli, jászberényi, izsáki mélyfúrásokból. Kőzettani tekintetben nem változatosak: kemény palás agyag, agyagpala, agyagmárga, finomszemű homokkő, ritkábban tarka homokkő, durva konglomerátum és breccsia váltakozásából álló felsőkréta összlet, MAJZON megállapítása szerint, szenon emeletre jellemző Foraminiferákkal *(Globotruncana)*. Legidősebbnek, szenon emelet előttinek, minősíthető a debreceni 2. sz. mélyfúrásban talált sötétszürke, kemény, meszes kötőanyagú, kalciteres homokkő, durva homokkő és konglomerátum, selymes agyagpala- és agyagmárgaközbetelepülésekkel. Ez esetleg alsókréta korú lehet. Fölötte ugyanis diszkordánsan települ a szenon foraminiferás agyagos homokkő. A többi fúrásban azonos kifejlődésű, szenon emeletre jellemző globotruncanás és egyéb Foraminiferákat tartalmazó, flis jellegűnek minősített rétegek vannak. Ezeket MAJZON a krosnói, puhovi rétegekkel, általában a belsőkárpáti fliskifejlődéssel azonosítja. Ez a felsőkréta medencealjzat, a különböző fúrásokban 1400—2100 m mélységekben mutatkozott. A konglomerátumrétegek törmelékanyagában kvarc, agyagpala, csillámpala, gneisz, szürke mészkő, dolomit és a törteli fúrásban diabáz volt fölismerhető. Ezeken a kristályos alaphegységből származó anyagokon kívül triász kőzetek is vannak. A diabáz pedig az Erdélyi Érchegység (Mti Apuseni) alsókréta anyaga lehet. A rétegösszlet flis jellege határozottan erdélyi és kárpáti kapcsolatot igazol.

KŐRÖSSY szerint a tiszántúli medencealjzat flisképződménye ősföldrajzilag a Kárpátok kréta geoszinklinálisának messze délnyugatra benyúló öble (147. ábra), amelyben a közvetlen környezet lepusztulási területéből származó, a kárpáti fliskőzetektől eltérő anyagú kőzetek vannak. A globotruncanás rétegek Izaszacsal, a Cibleshegység és a Láposhegység hasonló képződményeivel azonosíthatók. Ennek a kréta tengerágnak keleti, kárpáti részén, a kréta flis fölött, faunával igazolt eocén—oligocén flistagok is vannak. Az Alföld déli részén, az országhatáron, Madarastól keletre levő czikériai 5. sz. fúrás 569 m mélységben ugyancsak gazdag faunájú, globotruncanás szenon rétegekbe jutott, amelyek a határon túl, a jugoszláviai Becse határában nagyobb mélységben mutatkoztak.

A medencealjzat képződményeinek összefoglalása

A mélyfúrások eddigi adatai még távolról sem elegendők a medencealjzati képződményvonulatok területi elrendeződésének pontosabb részletezésére. A felszíni alaphegység vonulatoknak, és VAJK RAUL, valamint SCHEFFER VIKTOR—KÁNTÁS KÁROLY geofizikai értékelésének és értékes újabb geofizikai adatoknak figyelembevételével az alaphegységekhez csatlakozó medencealjzati övek nagy vonalakban mindjobban fölismerhetők. Így a Kisalföldön, a Mihályi körüli fúrásokban elért kristályos alaphegység, a Sopron vidéki és Kőszegi vonulatokkal egyezően, délkelet felé a Bakony, illetve a Magyar Középhegység mezozóikumához csatlakozó övet jelez. Ez dél felé, az országhatár mentén a délzalai mélyfúrásokban elért kristályos képződményekhez kapcsolódva, régi (SUESS, ID. LÓCZY LAJOS) megállapítások szerint, a Bacher kiágazódásának tekinthető.

Az inkei fúrásban (9. sz.) föltehetőleg szerpentin alatt megfúrt szaruköves dolomitos mészkő valószínűleg triász korú. Kelet felé, az igali fúrásban magasabbra került triász rétegekkel kapcsolatba hozva, Inke—Igal közötti triász vonulatra utal a bakonyitól és a

mecsekitől is eltérő, délalpi—dinarid kifejlődésben. Az igali fúrásban elért mészkövet újabban Földvári a szabadbattyáni paleozóos kristályos mészkővel egyezőnek tartja. Ebben a lehetséges esetben az igali rész medencealjzata a Balatontól délre levő kristályos hegységterülethez csatlakozó paleozóikum lehet. Délen, a görgetegi metamorf kloritos kvarcitpala és a kaposfői 1137 m mélységben talált szericites fillit, valamint a szekszárdi fúrás 890 m mélységében elért gránit viszonylag kismélységű paleozóos kristályos pala- és gránitvonulatot jelez. Ez kelet felé, a Dunáig biztosan föltételezhető, és a szekszárdi fúrásban elért gránit bizonysága szerint a Mecsekhegység déli felszíni átalakult és gránitvonulatához kapcsolódik. Ezt bizonyítja a legutóbbi szigetvári fúrásban 615 m körül elért szericites kvarcit, mint viszonylag nem nagy nyomásra utaló epizónás metamorfit.

A paleozóos kristályos—átalakult vonulathoz tartozónak vesszük a hahóti 11. sz. fúrásban 1662 m mélységben elért „kovasavban gazdag, helyenként durván kristályos mészkövet", illetve átalakult gránátos szaruszirt kőzetet.

Ez a gránitvonulat a Pécs—Fazekasboda—Mórágy között felszínen levő tönkrészletével közrefogja a Mecsekhegység mezozóos alaphegységét, amelyet Pécsen és nyugat felé, a hegység déli, peremi diszlokációs övében, a medencealjzatban is valószínűleg a gránitra torlódva, a mélyfúrások 300—500 m körül állapítottak meg. A mecseki perm—triász alaphegységvonulat északi előterében levő átalakult és gránit medencealjzat kőzettani jellege, Kiss beható tanulmányai szerint, eltér a keleti Mecsek gránitanyagától. Ebből az északi gránitvonulatból származtatja a permi összlet urántartalmát. Délen a délbaranyai síkság medencealjzata mélyfúrásokkal még nincs föltárva. Baja—Mohács vonalában valószínűleg a Villányi—harsányhegyi vonulat mezozóikuma várható. Erre utalnak a síkságon felszínre bukkanó szigetrögök, melyek közül Bátán, a Duna medrében anizusi emeletbe tartozó kagylósmészkő a legkeletibb felszíni kibukkanás a medencében. Ezt a dunántúli déli országhatárig valószínűsíthető mezozóos medencealjzatot kelet felé a Duna—Tisza közén, megfelelő mélyfúrás hiányában, csak kérdőjellel sejtethetjük, a tiszántúli, tótkomlósi mélyfúrásban megállapított daonellás és titon—alsókréta rétegek felé. A Duna—Tisza közén, a déli országhatárt is megközelítő vonulatként is valószínűsíthető, mert Madarason az 1. sz. fúrásban viszonylag kis mélységben (410 m) csillámpalaösszlet mutatkozott. A fölötte levő mecseki jellegű helvéti konglomerátum kavicsanyagában mecseki jellegű permi homokkő, triász mészkő és dolomit (anizusi), liász, dogger mészkő, mészmárga és meszes homokkő kőzetanyagok voltak. A madarasi 3. sz. fúrás a helvéti rétegek alatt sötétszürke, kalciteres mészkő, márga és meszes kvarchomokkő középső—felsőliász rétegeket harántolt (430—469 m). A madarasi 5. sz. fúrás pedig kréta rétegekbe jutott. Viszont az országhatáron túl, a jugoszláviai becsei mélyfúrások az Alföld közepén észlelt flis jellegű felsőkréta rétegeket és kristályos palát találtak.

Ezekből a fúrási adatokból az Alföld déli részén, Kiskőrös—Nagyszénás vonalától az országhatárig terjedően (Tótkomlós—Madaras) mecsekhegységi kifejlődésű, perm—mezozóos vonulatpikkelyek jelenlétére következtethetünk, amelyek északon és délen a Mecsekhegységhez hasonlóan kristályos vonulatrészekre torlódtak, illetve pikkelyeződhettek.

A fedőhegységi kifejlődések tárgyalásában utaltunk arra, hogy a felszíni alaphegységeken belüli kisebb-nagyobb medencék alján és a medenceperemeken, mindenütt a megfelelő alaphegységi tag, legtöbbször itt is a túlsúlyban levő triász mészkő vagy dolomit mutatkozik.

Ezek szerint a dunántúli medencerészben a kristályos és mezozóos alaphegységtagok kifejlődése több-kevesebb biztonsággal kimutatható. Ezek öves, pásztás váltakozással a felszíni alaphegység vonulatok csapásához igazodnak. Az Alföld Duna—Tisza közti részén a medencealjzat kifejlődését eddig csak a kiskőrösi mélyfúrás mecseki jellegű jura összletéből ismerjük. Medencefenékig terjedő mélyfúrások csak az északi medenceszéleken, Budapest—Cinkota—Mátyásföld—Gödöllő—Tura, továbbá a Bükkalján Mezőkövesd—Sajóhídvég között vannak. Előbbiek 1000—2000 m közötti mélységben a Budai hegység triász dolomitját és dachsteini mészkövét, s új megismerésként alsókréta képződményeket, sőt felsőkréta lepusztulási adatokat jeleznek ; a bükkaljiak hasonló mélységekben a Bükkhegység triász kifejlődését mutatják.

E medenceszegélyi részektől valamivel délebbre levő Bugyi mellett mélyfúrásból megismert, kiemelkedő sasbércszerű helyzetben felsőverfeni kovás márga- és dolomitrétegek, valamint a mélyebben elért alsókréta képződmények vannak. Ezek kifejlődésben középhegységi jellegűek, a triász a balatonfelvidékivel azonosítható. A közel egy vonalban, keletre eső szolnoki—törteli fúrás felsőkréta medencealjzata az északabbra levő jászberényivel együtt már eltérő, bükkhegységi, illetve kréta képződményeiben kárpáti kifejlődésre mutat.

Az alföldi medencealjzat kifejlődéséről az Alföld keleti részén, az említett Hajdúszoboszló, Kismarja, Biharnagybajom és Körösszegapáti körüli mélyfúrások, az országhatáron belüli déli részen pedig a Tótkomlós—Nagyszénás körüliek adnak számot. Előbbiek kristályos alaphegységet, utóbbiak triász, ladini—karni daonellás mészkövet és dolomitot, liász, titon—alsókréta mészkövet jeleznek. Ezek egyike sem azonosítható a dunántúli kifejlődésekkel, határozottan az erdélyi Biharhegység képződményeivel egyezők. A magyarországi alaphegységi vonulatok mindegyikével szemben idegen kifejlődést és valószínűleg más szerkezetet jelentenek.

Eddigi ismereteink szerint tehát a dunántúli, többé-kevésbé jól megállapítható pásztás medencealjzat a Duna—Tisza közén még bizonytalan. Tiszántúl, a medence keleti részében egy déli mezozóos öv (Tótkomlós) csatlakozik a Hajduszoboszlóig megállapítható kristályos—paleozóos övhöz. Ennek területi kapcsolata északnyugat felé a Bükkaljáig bizonytalan. Északon az andezitösszlet alatt az országhatáron túl, a szlovákiai Zempléni Szigethegység paleozóos vonulatához kapcsolható. Délen, Kiskőrös—Nagyszénás vonalában megállapított mezozóos (jura) öv csatlakozik a kristályos övhöz. Ennek a mezozóos övnek folytatódása nyugat felé a Mecsekhegységig valószínűsíthető. Kelet felé, a tiszántúli Nagyszénásig terjedő összefüggés bizonytalan, dél felé pedig, a tótkomlósi triász leletig terjedő mezozóos egység kérdéses. Ugyancsak kérdéses ennek a mezozóikumnak a déli kiterjedése is. A marosmenti országhatáron ugyanis a madarasi, valamint kelet felé a romániai Zádorlak melletti fúrás kristályos pala lelete szerint újabb kristályos öv következik.

Irodalom

Aksin, V.—Karamata, S., Petrologische Charakteristik d. kristalinen Gesteine der Pannonischen Masse, aufgeschlossen in der Tiefbohrung „Becej 3" (Bačka). Bull. serv. géol. geophys. de la R. P. de Serbe, XI. Beograd 1954.

Barnabás K.—Strausz L., A délnyugat—dunántúli pannonikum. (Kézirat gyanánt.) Budapest 1947.

Bogsch L., Triászbeli daonellás rétegek az Alföld medencealjzatában. Földt. Közl. 80. 1950.

Horusitzky H., Budapest székesfőváros geológiai viszonyai. I—II. rész. Földt. Közl. 63. 1933.

Kőrössy L., A Tiszántúl mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatás kilátásai szempontjából. Bány. Lap. 1957.

Kőrössy L., A nagy Magyar Alföld flis-jellegű képződményei. Földt. Közl. 89. 1959.

Majzon L.—Teleki G., A városligeti II. sz. mélyfúrás. Hidr. Közl. 20. 1941.

Papp S., A dunántúli petróleum- és földgázkutatások. Magyar Mérnök- és Építész-Egyl. Közl. 72.

Schmidt E. R., A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai. Földt. Int. Évk. 34. 1940.

Schréter Z., Bükkszék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38. III. 1942.

Strausz L., Adatok a dunántúli neogén tektonikájához. Földt. Közl. 72. 1942.

Strausz L., Miocén képződmények a DNy-dunántúli fúrásokban. Földt. Közl. 80. 1950.

Tomor J., A déldunántúli mélyfúrások rétegvizeinek jód- és brómtartalma. Hidr. Közl. 33. 1953.

Vigh Gy., A földtan szerepe a városok vízellátásában. Hidr. Közl. 22. 1942.

Zsigmondy V., A városligeti artézi kút Budapesten. Bp. 1878.

E) A MAGMATIZMUS SZEREPE A MAGYAR FÖLDTÖRTÉNETBEN

A magmás képződményeket Magyarország hegységeinek rétegtani felépítésében is említettük. Ezúttal is főként földtörténeti szerepükben összesítjük őket, s földtani koruk nyomán vulkáni jellegeik, egymásra következő működési módjuk és hegységszerkezeti kapcsolatuk is tisztázhatóvá válik. Előző áttekintésünk óta egyes hiányosságok újabb vulkánit fajták megismerésével kiegészülnek, de a piroklasztit-félék korszerű kőzetvizsgálata még sok tekintetben nem kielégítő. Vulkanológiai tekintetben jelentős vizsgálati eredmények adódnak Szádeczky-Kardoss Elemér idevonatkozó sokrétű geokémiai elgondolásaiból, amelyeket egyelőre a nagy kőzetcsoportok megnevezésével, az eddigi adatok birtokában, lehetőség szerint érvényesíteni törekedünk.

PALEOZÓOS VULKÁNOSSÁG]

Ópaleozóikum

Bizonytalan ismereteink vannak a Balatonfelvidék régi vulkáni kőzeteiről. Schafarzik kőzetmeghatározása nyomán id. Lóczy kvarcporfirt említ a fillittel kapcsolatban. Szerinte a kvarcporfir egészen összeforradt a fillittel, amit „elváltoztatott, porfiroiddá alakított". Ezek szerint a fillitnél fiatalabb. Említett és térképen is jelölt ezenkívül a palák között telepszerűen elhelyezkedő diabázporfiritet is. Ezeknek vulkánosságáról és földtani koráról nem nyilatkozik.

Az újabb vizsgálatok eddigi előzetes eredményei szerint a balatonmenti kvarcporfir egy-két milliméteres porfiros kvarc- és ortoklász-, ritkább és apróbb plagioklásztartalmú, folyásos szövetű kőzet. Finom kristályos alapanyaga kvarc, földpát és szericites, kloritos színes elegyrészek. Gyakran a fillittel egyező, palás szövetű. A kvarcporfir benyomulása átalakulás előtti, mert a fillitösszlettel együtt metamorfizálódott. Ezek szerint ópaleozóos lehet, mindenképpen a legrégibb magyarországi vulkanit. Kőzetanyaga jól megkülönböztethető a permi kvarcporfirtól, még kavicsában, törmelékében is.

Jantsky Béla a Velencei hegység fillitsorozatában dinamometamorf hatású palás kvarcporfiritet, diabázt és diabázporfiritet írt le. A székesfehérvári mélyfúrásban is észlelték az átalakult palaösszletbe települt kloritosodott diabázt (540—560 m), valamint dioritot is. Jantsky összehasonlító vizsgálatai szerint a Velencei hegységi diabáz és kvarcporfirit azonos a balatonmelléki, föntebb említett, ugyancsak a fillitösszletbe

tartozó „diabázporfirittel" és „kvarcporfirral". Ez az azonosság egyszersmind egyik bizonyítéka a Velencei hegység — balatonmenti kristályos vonulat földtörténeti és szerkezeti egységének is. Az átalakult fillitsorozat és a hozzátartozó diabáz és kvarcporfir a gránitot megelőző ópaleozóos, valószínűleg devon előtti képződmény, mert a gránittól élesen elválik (36. old.). Ezek szerint a Velencei hegység — balatonmenti kristályos alaphegység fillitösszletében telérszerűen mutatkozó diabáz és kvarcporfirit a magyarországi legidősebb hipabisszikus és szubvulkáni magmatermék.

Jantsky utalt ennek a kristályos vonulatnak a Gemeridák paleozóikumával való hasonlóságára is. A Gemeridák fölépítésében részt vevő „fillit — diabáz"-sorozat kloritos—szericites zöld és szürke fillitből, fehér kristályos mészkőből áll, diabáz és diabáztufa, valamint mélységi diorit kíséretében. Kora devon—alsókarbon (Fusán 1955). A varisztikus hegységképződés kezdővulkanizmusának minősül. A Gemeridák kambroszilurnak tartott fillitsorozatában levő kvarcporfirt pedig a kaledóniai hegységképződés záróvulkanizmusát jelző képződménynek tekintik (Kamenicky).

Ezzel az összehasonlítással kapcsolatban Jantsky reámutatott arra, hogy a balatonfelvidéki fillitösszlet Révfülöp—Almádi közötti szakaszán a kvarcporfir- és fillitzárványos kvarcporfirtufa préselt alakban mutatkozik, míg a diabáz és diabázporfirit a litéri szakaszon különállóan észlelhető. Hasonló területi szétkülönültséggel található a Velencei hegységben is a diabázos fillitösszlet (Gécsihegy) és a Meleghegy kvarcporfiroidos fillitösszlete. Fölvetődik tehát itt is az a gondolat, hogy a kétféle magmatit különböző korú lehet, s a kadcsolatos fillitösszlet reátolódásos pikkelyes szerkezet. Ez a kérdés további részletvizsgálatot kíván.

— • — • —

Gránitplutóni alakulatok. Gránitterületeink felszínen és medencealjzatban csak a Dunántúlon vannak, a Velencei—balatonfelvidéki kristályos alaphegység vonulatban, valamint a Mecsekhegység kristályos alaphegység tartozékában. A Velencei hegység gránitterülete, Vendl Aladár régebbi kőzettani — földtani leírása és Földvári Aladár, Kiss János és különösen Jantsky Béla újabb kőzetgenetikai, gránitképződési magmatektonikai és általános hegységszerkezeti vizsgálatai értelmében, határozottan központos helyzetű, átalakult palaösszlettel körülhatárolt plutóni benyomulás. A gránitplutón különböző kőzetkifejlődésű gránittömegében két magmamozgásos szakasz ismerhető föl: ortoklász—oligoklász—biotit alapgránit és az ezt követő aplitos mikrogránit és gránitporfir. Az utóbbi pneumatolitos—hidrotermális hatások együttesét jelző ércesedést és kvarcosodást létrehozó, jellegzetes varisztid irányú, ÉK—DNy-i tellérrajokban mutatkozik. Az alapgránit az átalakult palaösszlettel tektonikusan, törések mentén, sok helyen diszlokációs breccsiás övvel érintkezik, beolvasztott palazárványok nélkül. A mikrogránit az átalakult palaössszletbe is injekciókat bocsát, beolvasztott palazárványokat is tartalmaz, a palarétegeket kvarcosítja, turmalinos, fluoritos, érces nyomokkal is átitatja.

A Velencei hegység—Balatonfelvidék irányában, a ságvári és a pusztamagyaródi mélyfúrások gránitlelete szerint, a medencealjzatban is nyomozható egyveretű gránitplutón földtani kora a szabadbattyáni, nem metamorfizált alsókarbon rétegekkel való tektonikus érintkezés szerint, a varisztid orogén szudétai—aszturiai szakaszára rögzíthető. A szinorogén plutóni benyomulás szintektonikus jellegét mutatja a gránitmagma töréses szakaszát jelző mikrogránit és azzal együtt megállapított hidrotermális tevékenység. A gránitmagmatizmus lezárulását jelzi a valószínűleg alsópermre eső, posztorogén vulkanizmus, felszínre tört kvarcporfirlávával, ami lepusztított nyomokban mutatkozik.

A Mecsekhegység gránitterülete ugyancsak metamorf palaösszlet kíséretében, változatosabb kőzetfajtákkal és bonyolultabb szerkezettel, különbözik

a Velencei hegységitől. Metamorf palaösszletében epi—mezozónás, sőt talán katazónás kőzetek: túlnyomólag fillit, kvarcfillit, szericites kvarcfillit, muszkovitos kvarcfillit, agyagpala, amfibolit, kloritpala, csillámpala, ortogneisz, biotitgneisz, augitgneisz mutatkozik.

A mecseki kristályos alaphegység főtömegét tevő gránitösszletben ortoklász—biotitgránit, amfibolos biotitgránit, granodiorit, gneiszgránit, minette, migmatit kifejlődés; lamprofiros kőzetek: szienit, monzonit, biotitdiorit; telérkőzetek: bosztonit, pegmatit, aplit, kvarcit, érces nyomok találhatók. Mindezeknek eddigi ismeretében, a gránitplutóni helyzet nem ítélhető meg olyan határozottsággal, mint a Velencei hegységben. A mecseki gránit kalciumban, magnéziumban, főként alkáliákban dúsabb, mint a velencei. JANSTKY utalt először jelentős, dinamometamorf hatásokat jelző kataklázisos szövetére, palásodásra és kloritosodásra. SZÁDECZKY-KARDOSS újabban rámutatott arra, hogy a gránitösszlet konkordánsan, részben fokozatos átmenettel, nebulitos határral gneiszgránitos, durbachitos, minettes és szienites kifejlődéssel érintkezik az epidotamfibolitos fillitösszlettel. A migmatit a gránitterület déli részén, a gránit és kristályospala érintkezésén, 2—3 m széles sávban mutatkozik. Mindezek a részletes területi eloszlás tekintetében további vizsgálatot igényelő kőzetjellegek SZÁDECZKY-KARDOSS szerint, arra utalnak, hogy a mecseki gránitterület nem benyomulásos gránitmagmájú plutón, hanem a földkéreg beolvasztásával létesült gránitosodás útján keletkezett.

Ezt az elgondolást bizonyos mértékig alátámasztja a mecseki kristályos alaphegység különböző kőzeteinek megismétlődő eloszlása szerinti szerkezetalakulása is. Két vagy három varisztid csapású pikkely, dél felé összetorlódott helyzetével, epi—mezozónás, esetleg katazónás kristályos palavonulat izoklinális állóredőinek fölszakadt övei közé préselődött, különböző gránit típusokkal. A vonulat északi részében erőteljesebb nyomásra utaló kataklázos palásodással, délen pegmatitos—aplitos részekkel. Ezek a szerkezeti jellegek egyszersmind igazolják a gránit illetve gránitosodás preorogén—szinorogén varisztid voltát. A telérkőzetek itt is a gránitmagma kétszakaszos képződésére mutatnak, az átalakult palaösszletbe is behatolva. A mecseki gránitterület földtani kora tekintetében csak a Velencei hegység analógiájára vagyunk utalva bár attól kőzetkifejlődésben eltér. Varisztid jellege kétségtelen, s kristályospala öve határozottan ópaleozóos lehet. A gránitnak a fillitösszlettel való kapcsolata, migmatitos részekkel és egyéb ásványosodási folyamatokkal szorosabbnak tűnik, mint a Velencei hegységben. Ez a régebbi metamorf összlet újrabeolvasztásával magyarázható, úgyhogy a gránit intrakarbon, szudétai—aszturiai orogén szakaszra rögzíthető, a plutóni folyamatoknak föltétlenül perm előtti lezárulásával; a permben vulkanizmusban folytatódó felszínre tört kvarcporfirlávafolyással.

A mecseki gránitvonulat a felszínen, kisebb-nagyobb megszakításokkal, a Dunától, Bátaszék—Pécs között mintegy 55 km hosszban, majd nyugat felé további 25 km távolságban Szenterzsébetig nyomozható; a felszín alatt, kelet felé a szekszárdi mélyfúrásban mutatkozott. A Duna—Tisza közén az újabban lemélyített nagykőrösi 1. sz. fúrásban 1096 m mélységben tortonai rétegek alatt, a nagykőrösi 6. sz. fúrásban 1270 m mélységben értek el gránitot, ami SZEPESHÁZI KÁLMÁN meghatározása szerint a mecsekhegységire emlékeztető biotitos plagioklászgránit. A Tiszántúlon, a déli határszélen, a battonyai 3. sz. fúrás 1100 m mélységben, ugyancsak pannóniai rétegek alatt érte el a gránitot. Ezek a medencealji gyér gránitleletek arra a szerkezeti jellegzetességre utalnak,

hogy az átalakult kristályos vonulatrészek hosszú idejű szárazulati időtartam alatt sem pusztulhattak le a gránitplutónig, amely viszont a medencealjzatban is a felszíniekhez hasonlóan, valószínűleg tektonikusan, törésvonal mentén érintkezik a kristályos palaösszlettel.

Karbon—perm

Ha eltekintünk a gránitplutónok szerepétől és a hozzájuk kapcsolódó mélységi kőzetektől, úgy a szorosabb értelemben vett paleozóos vulkáni tevékenységnek, azaz felszínre tört magmás kőzeteknek első nyomait az alsópermi kvarcporfir szolgáltatja, amely kőzettani jellegében lényegesen különbözik a fillitösszlet kvarcporfir anyagától. Ennek eredeti vulkáni formáit nem tudjuk megállapítani, mert a későbbi pusztulásból csak jelentéktelen foszlányok maradtak meg. Egykori nagy elterjedtségére kell következtetnünk azonban a mecseki permi konglomerátumban észlelhető nagy görgetegekből és a balatonfelvidéki permi vöröshomokkőösszletben levő mennyiségéből. Nyilvánvaló a középsőmiocén kavicsösszletet is jellemző gyakorisága. Ezt főként a dunántúli fedőhegység összletekben (Bakony, Mecsek) észlelhetjük, de megtalálhatók a Cserhát-, Mátra- és Bükkhegység burdigalai—helvéti kavicsösszletekben is. A kristályos kőzetekből származó kavicsokkal való együttesből a kvarcporfir kitörésének a kristályos alaphegységhez kötött voltára is következtethetünk. Eredeti települési helyen levő foszlányát a Mecsekhegységben, délnyugati szélén, a pannóniai térszínen, Dinnyeberki mellett lepusztulásból megmaradt foszlányban is észlelhetjük. Az itteni kutatófúrások az alsópermi rétegek közé benyomult helyzetét is megállapították.

A mecseki kvarcporfirt a gránitplutón képződéséhez kapcsolódó vulkáni kitörésnek tekintjük. A kitörés felsőperm előtti kora a permi durva konglomerátumban levő görgetegek szerint kétségtelen. A kavicsok üde kőzetanyaga nem sokkal régebbi keletkezést valószínűsít. Az újabb mecseki kutatások, Gyűrűfű és Hetvehely körüli fúrási adatai kétségtelenné teszik alsópermi kitörési korát, mégpedig megismétlődő lávaömléssel, az alsópermi vörös agyagos, palás rétegek közé települt helyzetben. Saali szinorogén vulkánosság terméke lehet.

A Bükkhegységben régebben paleozóosnak tartott diabáz legnagyobb része az újabb vizsgálatok szerint triászba tartozik.

Az Upponyi hegység önálló vonulatában Balogh a fehér és szürke karbon mészkővel váltakozó diabáztufát karbon korúnak tartja. Jellegzetesen mutatkozik az alsókarbon agyagpala—homokkősorozatban, a Nekézseny körül észlelhető diabáztufa, hólyagos diabázbetelepülésekkel. Az utóbbiban kalcittal és klorittal kitöltött hólyagok a vulkáni anyagnak nagy nedvességtartalmú üledék közötti, transzvaporizációs kőzetképződésére is utalhatnak (Szádeczky-Kardoss). Ezzel kapcsolódik az ottani mangános—vasas kiválás is.

MEZOZÓOS VULKÁNOSSÁG

Pantó Gábor összefoglaló ismertetése szerint a magyarországi mezozóos magmatizmus főjellemzői: *1.* a bázisos—ultrabázisos magmatitok túlsúlya, *2.* vulkáni és szubvulkáni alakulás, plutónit nélkül; *3.* a mellékkőzetek kőzetképző hatása a vulkanizmus során, a vulkanit jelentősebb érintkezéses átalakító hatása és ércképződés nélkül.

A triász időszaknak egyes területrészekre korlátozott erősebb, általában mégis gyér vulkánossága a Balatonfelvidéken, a ladini emeletbe tartozó diabáztufás rétegekkel (*Protrachyceras reitzi* szint) és a tridentinuszos rétegekben levő kvarcporfirittel, délalpi vonatkozásokat mutat. Ez a távoli geoszinklinális epirogenetikus kéregmozgásaihoz kapcsolódó tengeralatti vulkáni működésből származhatik. Messzeterjedt piroklasztikus anyag, helyenként tengeralatti bentonitos bomlással.

Jelentős triász vulkánosságot találunk a Keleti Bükkhegységben, Balogh összefoglaló tanulmánya szerint a középsőanizusi és a ladini emeletben. A középsőanizusi emelet alsó részében, két üledékösszlet között, réteges porfirittufa, diabáz, majd vöröses porfirit foglal helyet, megismétlődő tufaszórással. Ezenkívül diabáztufa is van. A tufarétegek préselt, palás szerkezetű elváltozást mutatnak. A porfirit vulkáni tevékenység savanyú maradékmagmájából különböző kőzettelérek, majd a dinamikai átalakuláson túlmenően hidrotermális elváltozások is vannak. Ez tengeralatti szingenetikus vulkáni tevékenységnek minősül.

Pantó vizsgálatai szerint a bükkhegységi anizusi emelet vulkáni képződményei fokozatos átmenetekkel összefüggő, bázisos és közepes savanyúságú kőzetfajták. A változatos kőzetfajtákból álló összlet 200 m vastag. Epizónás átalakulása a kőzetfajták, sőt a láva és tufa megkülönböztetését is megnehezíti.

A ladini palaösszletben ugyancsak porfirit és diabáztufa mutatkozik. Hólyagos diabáz és diabázagglomerátum (Nekézseny, Strázsahegy), valamint diabáztufa, mészkő, meszes tufa és tufás mészkő váltakozás (Lillafüredi vonulat, ÉK rész), tengeralatti transzvaporizációs kőzetképződést jeleznek. A diabáz injekciók telér és teleptelér alakban is észlelhetők. A kvarcporfir áttörésekkel és tufarétegekkel is mutatkozik.

A még további részletes, korszerű kőzettani tanulmányozást igénylő vulkáni képződmények, Pantó szerint, mélységi benyomulásos tömzsök, különböző telérek, felszínközeli és felszíni lávafolyások, érintkezéses hatásokkal, szárazföldi rétegvulkáni formák és tengeralatti törmelékszórások. A kőzetfajták azonos volta is megnehezíti a különböző vulkáni kitörések időbeli szétkülönítését. A ladini diabáztufa 400—500 m vastagságú tengeralatti, részben tufitos fölhalmozódás, ami helyenként a tengermedencét föltöltve, kiemelkedő hátat formált, nagymérvű átalakulással, palás préselődéssel.

Szádeczky-Kardoss legújabb kőzetgenetikai alapelvei szerint, gyenge epimetamorfizmus nyomán, a zöldpala fáciesbe sorolható a riolitogén fillit és a bazaltogén zöldpala.

Az anizusi és ladini vulkánosság nem orogén kapcsolatú, hanem a Kárpátok hasonló diabáz- és melafirkitöréseivel egyezően, epirogenetikus mozgások idejére esik. A további vizsgálatoktól függően, a bükkhegységi bázisos képződmények mindenképpen epirogenetikus mozgásokkal kapcsolatosak, jobbára tengeralattiak, s az üledékképződéssel egyidejűek, főként az agyagpalás és a szaruköves mészkőfácieshez kapcsolódnak.

A Bükkhegység keleti részén a ladini emelet vulkáni képződményei, mintegy 300 m vastagságban, az anizusi összlettel párhuzamosan húzódó vonulatot jeleznek. Pantó vizsgálatai szerint a bázisostól a szélsőségesen savanyúig terjedő kőzetváltozatok keletkezésbeli átalakulás differenciációit mutatják.

A Rudabányai hegységben, a Telekesi völgy alsó szakaszán és a Bódva szorosban kvarcporfir mutatkozik a ladini emelet palaösszletében. A különböző mértékben préselt finomszemű alapanyag kismélységű, csaknem felszínig hatolt benyomulásra utal.

Elszigetelt helyzetű, bizonytalan korú a ladini mészkőösszlet között a szalonnai kvarcporfir.

Itt említjük meg azt az ősföldrajzilag jelentős adatot, hogy Fülöp József a gerecsehegységi kréta összletet bevezető berriázi alapkonglomerátumban diabázkavicsot

s a barrémi homokkőben is diabáz anyagot talált. A diabáz anyag nem nagy koptatottsága, viszonylag nem nagy távolságból való származásra mutat. Minthogy a Dunántúli Középhegységben ilyen diabáz anyagot nem ismerünk, a lábatlani barrémi durva konglomerátum anyagában először jelentkező kvarcitkavicsokkal együtt, a diabázt is észak felől, a Kisalföld alatti kristályos alaphegységből származtathatjuk.

Jura

A jura időszaki vulkanizmusnak az alpi malm rétegösszletben jelentős nyomait a hasonló kifejlődésű magyarországi képződményekben nem ismerjük. A rétegtani felépítés szerint, hegységképző mozgások is csak helyi jellegű fenékingadozásban, kiemelkedéses üledékhiányban mutatkoznak. Ez különösen feltűnő, mert a bakonyi—gerecsehegységi jura kifejlődés, mint láttuk, egyezik az Alpokéval, ahol a felsőjurában radiolarittal kapcsolatban ofiolitos, geoszinklinális kitörések általánosak, mangánérccel kapcsolatban is. Ilyenek vannak Romániában, Boszniában, a Kaukázusban és Kisázsiában is.

Kréta

A kréta időszak nagy kéregszerkezeti mozgalmai Magyarország területén vulkáni tevékenységben is jól mutatkoznak. Legjobban tanulmányozott, kőzettani részletekben még sok újat ígér, vulkanológiailag is további vizsgálatra érdemes a Mecsekhegység juravégi—krétaeleji (berriázi—valangini) trachidoleritlávafolyás, tufa és agglomerátum rétegvulkáni alakulat, tengeri tufittal és partszegélyi, földolgozott trachidolerittörmelékes breccsiarétegekkel, az egész hegységben valamennyi idősebb képződményben messzeterjedően nyomozható, részben hipabisszikus telérekkel. A trachidolerit a jura rétegösszletet áttörte, a kitörés központjában, az újbányai medencében mindig a titon rétegekkel van kapcsolatban. A tufarétegekben, sőt az érintkezésen a trachidoleritben is, titon mészkőzárványok, rögök, sőt kőzettömbök is vannak. A vulkáni kitörésnek a jurát záró voltánál idősebb, esetleg a titon emeleten belüli voltára semmi bizonyíték sincs.

Hofmann Károly reámutatott arra, hogy az általa augitporfirnak nevezett változatos kifejlődésű kőzetek, kőzettanilag és földtanilag szorosan összefüggő kőzetsorozattá fűzhető, összetartozó kitörési szakasz termékei. A különböző trachidolerit fajtáknak mai hegységbeli elterjedésében olyan szabályszerűséget látott, hogy a jellegzetes trachidolerit a kitörési központ szélén foglal helyet. Mauritz Béla vizsgálatai szerint a különböző fajták, elmosódott határokkal, az egész hegységben mindenütt megtalálhatók. Ilyen különleges kiválási körülményekből eredő kőzetfajta az essexit (Mecsekszabolcs), valamint a mázai bányavasút mentén levő föltárásból, Mauritz által leírt nátriumtrachit is. Sztrókay Kálmán vizsgálatai szerint, a Magyaregregy határában talált helvéti partszegélyi konglomerátumban másodlagosan feldolgozott mágnesvaskő rögök és tömbök az ottani trachidolerit és jura mészkő érintkezésének termékei. Pantó Gábor (Varrók Kornélia, Kopek Gábor) a zengővárkonyi vasércre vonatkozó résztanulmányban az ottani trachidoleritban fonolitos, bazaltos trachidolerit és szélsőséges K_2O-tartalmú, Lahn-Dill vidéki weilburgit típusokat ismert föl.

Sztrókay Kálmán és Székyné Fux Vilma vizsgálatai szerint a lávaárak egy része víz alatt merevedett meg, esetleg tengeralatti működésből. A szövetben és vegyi összetételben mutatkozó gyakori változások a lávaömlés különböző módjával és helyzetével, az újabb vizsgálatok szerint szárazföldön vagy tengerben történt megmerevedéssel és az utóbbiban végbement halmirolitikus elváltozással, tehát diagenetikus és epigenetikus változásokkal függenek össze.

A trachidoleritösszlettel kapcsolatos alsókréta, partszegélyi törmelékes üledéksorozatba tartozik az egyelőre csak a zengővárkonyi határban körülhatároltan föltárt limonitréteg is, a déli hegységperem Pécsvárad—Ófalu között húzódó széles diszlokációs övében. A limonit itt középsőliász—dogger—kimeridgei—alsótiton—trachidolerit—tufa—alsókréta rétegek, majd újbóli középsődogger és középsőliász rétegek dél felé többszörös pikkelyben egymásra tolódott szelvényében észlelhető. Sztrókay az elbontott trachidolerittel kapcsolatos limonitot, a trachidolerit tengeralatti mállásából származó, biogén hatású vaskiválásnak minősítette. A bányászati föltárások szerint, a rendes rétegsorú pikkelyszakaszban, az alsótiton—trachidolerit és tufarétegsorozatban, folyamatos üledékképződéssel, üledékátmenettel, tufitos, meszes kötőanyagú, törmelékes limonit mutatkozik, kiékelődő, változó vastagságban. Pantó vizsgálataiból kitűnik, hogy a limonitkiválás a fedőjében levő gumós—márgás, tufatörmelékes mészkő jellegzetes szervesmaradványai szerint, a krétaeleji vulkánossággnak és ahhoz kapcsolódó mecseki alsókréta üledékképződésnek különleges esetét képviseli. A zengővárkonyi vasércképződés esetében ugyanis különleges a trachidolerit vulkánosság is. Pantó (Varrók—Kopek) bányászati föltárások anyagvizsgálatára vonatkozó tanulmánya szerint, az érctelep fekvője túlnyomólag rétegzetlen és réteges „agglomerátumos" trachidolerittufa, ércsikokkal váltakozó trachidolerittufa, illetve tufit üledékfolytonossággal, fokozatosan megy át az ércanyagba. Az érctelep limonitból (túlnyomólag göthit, kevés lepidokrokit) áll, trachidolerittufazárványokkal és finomszemű tufás anyaggal. A trachidoleritösszlet nagyrészt bombákat tartalmazó agglomerátum és meszes tufit, a titon összlet határán jelentős mésztartalmú, folyásos szövetű láva (karbodolerit, Szádeczky-Kardoss). A bombák anyaga hólyagos láva. A tufa is klorittal és kalcittal kitöltött hólyagüreges. A pados, agglomerátumos trachidolerit felső része rétegzett tufitba megy át, amelynek anyaga a megelőző trachidolerittufa tengerfenéki hullámmozgatottságából ered. A tufit az érc bevezetője, néhol helyettesítője, *Cidaris* tüskéket tartalmaz. Az érc finomabb, durvább, szögletes törmelékes jellegű, néha az apróhólyagos trachidolerittufával egyező gömbös szerkezetű. Tömegében tufás—vasas mészkőbe ágyazott anyaga a kloritos tufaanyagot kéreg vagy dendrit alakban, kolloidos vashidroxid kiválásként tölti ki. Az ércanyag limonitos, tufás erekkel átjárt világosbarna, tömött, kagylóstörésű mészkőbe megy át. A limonitban gyakori *Coccolithophorida*-félék vannak (*Discolithus cancer* Defl.). Az érctelep közvetlen fedőjében meszes tufit, tufás, gumós, sárgás és szürkés, kristályos és márgás mészkőösszlet van, *Krinoidea*, *Brachiopoda* és *Ammonites* maradványokon kívül a berriázi alemeletet jellemző *Tintinnopsella carpathica* alakokkal (180. old.).

Ezek az üledékjellegek kétségtelenül igazolják a vasérc üledékes eredetét, egyszersmind a trachidoleritösszlettel való szoros összefüggését illetőleg ahhoz tartozását. Az összefüggő rétegsor egyben igazolja a szervesmaradványokkal alátámasztott alsókréta (valangini—hauterivi) kort is. Sztrókay és Pantó is utalt a trachidoleritnak Lahn—Dill vidéki tengeralatti bázisos vulkanittal való kőzettani hasonlóságára és az azzal együttjáró vasércképződésre. Szádeczky-Kardoss nagy jelentőségű új vulkanitképződési tanulmányai nyomán, a zengővárkonyi különleges trachidoleritösszletben, a regressziós krétaeleji, sekélyvízű medencébe folyt lávának és vulkáni szórt törmeléknek, a vízben, mésziszappal való keverődésével, jellegzetes transzvaporizációs kőzetképződéssel van dolgunk. A Sztrókay és Pantó által megadott kőzetjellegek ismeretében, Szádeczky-Kardoss szerint C-csoportbeli, vízbe ömlött láva kőzetfajták ismerhetők föl, klorit- és kalcitkitöltéses gömbökkel, „pszeudoagglomerátummal" és a gőzzel kioldott vas kolloidális kiválásával. Az ilyen értelemben történt kőzettéválás részletei további vizsgálatot érdemelnek, a mecseki nagy kiterjedésű krétaeleji trachidolerit (fonolit, essexit, nátriumtrachit) vulkánosság többi területrészén is.

Mindez semmiben sem módosítja a trachidolerit vulkánosság korára vonatkozó folyamatnak lávával induló, tufával folytatódó voltát, nemkülönben a reákövetkező törmelékes alsókréta rétegek tufaanyagú, tufás és tufit jellegét. Változatlanul fönnáll a vasérckifejlődés mecsekhegységi déli diszlokációs övében föltárt szelvényben a jura tagok pikkelyes, reátolódásos települése is.

A trachidoleritkitörést általában jelentékenyebb érintkezési hatások nem kísérik. Az érintkezésnél a szomszédos üledékes kőzetek kissé megpörkölődtek, helyenként keményebbek lettek. Legszembeötlőbb a liász kőszéntelepek magma érintkezésénél mutatkozó kokszosítás és a kőszénnek a hőhatásból származó endogén kőzetátalakító visszahatása (Székyné Fux Vilma) a trachidoleritra (karbotrachidolerit, Szádeczky-Kardoss). Vegyes jellegű atlanti vulkanit termékei nem nagy mélységű, kiömléses, kezdeti kitörésre utalnak. Poligén vulkáni alakulat, laza fölhalmozódással, hozzávetőlegesen 20—30% kitöréses mutatóval, közepes kitörési energiával. Lávájában és vulkáni törmelékében csak titon mészkőzárványok voltak eddig észlelhetők, ami a magmafészek közelségét, a kitörésnek titon rétegek területére központosított voltát és meglevő többé-kevésbé nyitott hasadékokon könnyen fölnyomult hígfolyós jellegét bizonyítja. A kitörési központból messzeterjedő teléralakulatok egy része kétségtelenül nagyobb mélységben hatolt bele a nagyvastagságú mezozóos rétegösszletbe s ennek megfelelőleg hipabisszikus kőzetjellegűvé vált. Ebből a függőleges, mélységi tagoltságból is adódhatnak az említett kőzetárnyalati különbségek. A vulkanizmus méreteiben, a szerkezeti változásokon kívül, számításba kell venni az igen nagymérvű lepusztítást is.

A trachidolerit mai elterjedése, a szerkezeti változások tekintetbevételével, a hegységen belül, központi helyzetű vulkánosságot mutat, a szélein megmaradt tufás—breccsiás, partszegélyi tengeri rétegekkel. A trachidolerit központi része mintegy 3 km széles, 6 km hosszú, több lávafolyásra utaló, törmelékszórással záruló vulkáni összlet; az Újbányai medence kitörési központjától, a törésirányokkal megegyező, csapásmenti, nagyjában K—Ny irányú, vékony telérekben, teleptelérszerűen, messzeterjedőleg nyomozható, nyugat felé a triász összletben is, főként a verfeni rétegek között. Nyomai vannak a hegység északi oldalán, a Melegmány kagylósmészkőösszletébe tektonikusan közbeékelt raeti homokkőövvel kapcsolatban is. Kelet felé, a gránitba is benyomult telér Fazekasbodáig terjedően mutatkozott. Hozzávetőleges számítás szerint a jelenlegi trachidolerit 12,5 km², a fonolit 1,8 km², a trachidolerittufa 2,2 km² területű. Tíz méter vastagsággal, 400 millió tonna kőzetanyagot jelent.

A kitörés korát a tufarétegek, a vulkáni törmelék, a trachidoleritkavicsokat is tartalmazó partszegélyi breccsia, a tufás homokos konglomerátum, valamint a szürke tömött, néha krinoideás mészkő és a homokos—tufás mészmárgarétegek faunája rögzíti. Ennek Hofmann régebbi gyűjtéséből származó zöme az hauterivi emeletet képviseli. Ifj. Noszky barrémi—apti emeletbeli *Orbitolina* és *Toucasia lonsdalei* faunaelemeket is gyűjtött. Helyenként ez a tengeri alsókréta rétegösszlet alapkonglomerátum jelleggel települ a trachidoleritra és tufaösszletre, néhol tufitos, közbetelepült rétegekkel is. A zengővárkonyi vasérces trachidoleritösszlet szelvényében a vulkáni tufaösszlet finomtörmelékes meszes tufitos, majd mészkőrétegekbe megy át, amiben *Calpionella elliptica* és *Tintinnopsella carpathica* a valangini emelet átmeneti berriázi alemeletére utal (180. old.). Ilyen módon az alsótiton tengeri rétegösszlet után, a valangini emeletig terjedően, felsőtiton üledékhiánnyal jelzett kiemelkedéssel kell számolnunk; a vulkáni működés erre az üledékhiányos időszakra, tehát a kréta időszak kezdetére esik. Az hauterivi—barrémi, esetleg az apti emeletig terjedő faunás partszegélyi összlet a kréta tenger fokozatos átmeneti előretörését jelzi a vulkánosság lezárulásával, amit a tengeri rétegek közötti trachidolerittörmelékes és tufitos rétegek és azok fekvőjében levő trachidolerit lávafolyás és trachidolerittufa mutatnak. A rétegtani vizsgálatok szerint a kitörés kezdete a jura végétől számítható, a tengeri jura rétegsorozatot lezáró alsótiton utáni kiemelkedéssel. A lávafolyással kezdődő, jelentős törmelékszórással folytatódó vulkáni összletben, a telérektől eltekintve, két, esetleg három lávafolyás fölismerhető, helyenként szárazföldi, másutt sekélytengerben történt megmerevedéssel. A vulkáni működés tartama tehát, a jura—kréta határt (berriázi alemelet) beleértve, a valangini

és alsóhauterivi emeletig bezárólag rögzíthető. A záró tufarétegekre ugyanis hauterivi, barrémi, sőt apti emeletre jellemző faunaelemeket tartalmazó, partszegélyi rétegösszlet települ. A faunás rétegek kőzetei a trachidolerit és a trachidolerittufa törmelékét és többé-kevésbé földolgozott anyagát tartalmazzák.

A mecsekhegységi krétaeleji vulkanizmus terméke, a trachidolerittal magmakémiailag összefüggő fonolit, két, területileg jól körülhatárolt szubvulkáni alakban mutatkozik, a jura periklinális alsóliász és középsőliász rétegösszleteiben. A trachidolerittal való magmakapcsolatot az eddig ismertetett fonolitos trachidolerit kőzetváltozatok igazolják. A hosszúhetényi Kövesd a déli jura boltozat tengelyében, a szászvári Somló (Dobogó, Szamártető) az északi boltozat déli szárnyán foglal helyet. Kőzettani leírását Mauritz Béla adta. Élesen elkülönült települési helyzetük szerint, felszínre nem tört bizmalit jellegű szubvulkánnak tekinthetők. Mélyben kiágazó, valószínűleg teleptelér alakban, a komlói bányamezőben is mutatkozik. Ennek kőzetjellegét Székyné Fux Vilma nem a közeli kövestetői, hanem a távolabbi, somlói fonolittal egyező trachitoid szövetűnek találta. Ugyanakkor a szászvári déli terület ezer métert meghaladó mélyfúrásaiban a közeli Somló fonolit anyaga eddig még nem mutatkozott.

A fonolitbenyomulások kora rétegtanilag közvetlenül nem rögzíthető. A trachidolerit savanyúbb differenciálódási termékének véve s magmakapcsolatát tekintve, annak felszínre nem tört részeként, szintén krétaeleji vulkanizmus keretébe sorolható. Ez nem zárja ki azt, hogy a trachidoleritkitörés és a fonolit benyomulása között kisebb időkülönbség is lehet. A két kőzetfajta egymáshoz való viszonya, közvetlen érintkezést szemléltető föltárásban eddig még nem volt megfigyelhető.

Ugyanebbe a magmasorozatba tartozik a mázai iparvasút mentén föltárt, Mauritz által újabban leírt anortoklász, szanidin, plagioklász földpátokat tartalmazó alkáliszilikátos nátrontrachit is. A trachidolerit és a fonolit közötti átmeneti kőzetet harántoltak a zobáki aknamélyítésben is.

További vizsgálatokig, földtani helyzete alapján, ugyancsak a krétaeleji vulkanizmushoz sorolandó a mázai bánya fölötti szőlőben, egyelőre heverő darabokban talált, Mauritz szerint andezit—riolit jellegű, kevés augitot és plagioklászt tartalmazó oligokláziť is, amely Szádeczky-Kardoss véleménye szerint, az alkáli kőzetekhez közelálló telérkőzet. A lelőhely földtani szerkezete szerint, a liász kőszénösszlet déli tektonikus határán, a helvéti rétegekre torlódott övben foglal helyet.

Pantó vizsgálatai is arra utalnak, hogy a mecsekhegységi krétaeleji bázisos vulkanizmus, a kifejlődés és elváltozás sokfélesége mellett, egységes kőzetkémiai tartományt jelez, a diabáztól a fonolitig terjedő, a kitörés helyzetétől és módjától függő differenciációs és elváltozásos kőzetképződéssel.

Hegységszerkezeti vonatkozásban a mecseki atlanti—mediterrán jellegű magma, szárazföldi vagy tengermenti helyzetében egyformán szinorogén megnyilvánulás, a mezozóos terület teljes kiemelkedését létrehozó epirogenetikus mozgás kapcsán. Az ausztriai mozgási szakaszt megelőzi, ahhoz nem fűzhető, legföljebb kései újkimméri lehet. A hegység fölgyűrődése csak később, az ausztriai orogén szakaszban történt, mert a helvéti transzgresszió az alaphegység képződményeinek mai területi összefüggéséhez igazodik. Végeredményben tehát a mecseki kréta vulkanizmus táblás alakulatú, szárazulati párkányterületen zajlott le.

Schmidt Eligius Róbert egyik vázlatos közleményében, a magyarországi magmaprovinciák kérdésével kapcsolatban arra a megállapításra jut, hogy a hegységképződéssel összefüggő kitörések legnagyobb része haránttörésekhez van kötve. Ilyennek említi a mecsekhegységi fonolitot is. Ez a túlságosan elnagyolt geomechanizálás egyáltalán nem felel meg a tényeknek, s legkevésbé vonatkoztatható a mecsekhegységi fonolitra, amely, mint látjuk, monogén szubvulkán. Nem vonatkoztatható azonban a trachidoleritra sem, amelynek újbányai kitörési központja, mai medenceközponti helyzete szerint, radiális törésekhez igazodik. Messzeterjedő teléralakulatai pedig túlnyomólag csapásirányú hosszanti teleptelérek, bár a hosszanti törések itt is valóban összenyomódásból származó föltolódási síkok. Ez úgy magyarázható, hogy ezek a hosszanti teleptelérek a rétegzettség mentén behatolt mélységi alakulások. Éttől függetlenül, a hosszanti törések zárt volta geomechanikailag általában elfogadható, de a gyűrődés közben az inkompetens rétegösszletekben a nyomóerő hatása alatt keletkeznek nyílt széttágulások is.

A mecseki krétaeleji jelentős vulkanizmus hegységvonulataink túlnyomó részében rétegtanilag teljesen elszigetelten áll. A Dunántúli Magyar Középhegység teljes jura és kréta üledéksorozatában semmi nyoma sincs.

Az országhatáron kívül bázisos alsókréta (neokom) vulkanitokat ismerünk az Erdélyi Érchegységben (Mte Apuseni), a Keleti Kárpátokban, a Déli Kárpátokban és a Nyugati Kárpátokban (Kisfátra).

A Bükkhegységben régebben paleozóosnak vélt Szarvaskő vidéki gabbroid kőzetek az újabb vizsgálatok szerint áttörik az ottani, régebben karbonnak tartott, Balogh Kálmán szerint ladini emeletet képviselő agyagpalaösszletet, mai kiterjedését meghaladó, nagy mértékben lepusztult gabbro, diabáz és diabáztufa alakban. A tufa kíséretében felszínre tört kőzetfajtákon kívül vannak kőzettani jelleg szerint határozottan szubvulkáni alakulatok (Kisvarsányi Géza). Ez a Bükkhegység délnyugati részén, Bátor—Darnóhegy—Bajpatakig terjedő gabbro—diabáz vonulat, ÉK—DNy csapású töréses övben benyomult egyidős magmatömeg utólagos lepusztításokkal, 25 km hosszúságban nyomozható. Többnyire a ladini rétegösszletben megrekedt szubvulkáni alakulat, sokféle megmerevedési változattal és magmadifferenciációval (titánban és vasban dús üveges alapanyag, kristályos és mandulaköves diabáz, gabbródiabáz, gabbró, peridotit, savanyú és bázisos slir és telér). Érintkezéses hatásai: szaruszirt, gránátos kőzet, csomóspala, kvarcdiorit sávok és asszimilációs kőzetek a magmás tevékenységnek ladini összletnél fiatalabb voltát igazolják. A Bükkhegység belsejében magmás kőzet nincsen. A Bükkhegység keleti részén, Lillafüred környékén vannak üde, nem préselt alkatú kisebb-nagyobb diabázáttörések, amelyek Balogh szerint a ladini diabázösszlettől eltérnek. Sőt, az anizusi és ladini vulkanitok közt is lehetségesek fiatalabb benyomulások, amelyek kőzettanilag nehezen különböztethetők meg az idősebb diabáztól. Az ilyen áttörések esetleg szintén felsőkréta korúak lehetnek. Ezzel a magmatevékenységgel lehet kapcsolatos az Upponyi hegységben mutatkozó krinoideás mészkő hematitos—vascsillámos metaszomatózisa, amelynek kavicsai az ottani szenon konglomerátumban fölismerhetők, tehát a vasas dúsulás szenon előtti korát rögzítik.

Idetartoznak a Bükkhegységgel szerkezetileg összefüggő Darnóhegy változatos kifejlődésű diabázfajtái is. Földtani tekintetben figyelemre méltó, hogy Kiss János részletes kőzettani vizsgálatai szerint a területileg széttagoltan mutatkozó darnói magmatitfajták között a típusos diabázt az ofitos, szpilites, sőt tufaanyagú „salakagglomerátumot", a diabázba részben beolvasztott agyagpalazárványos, sőt vöröses agyagpala alapanyagú „szpilozit" jellegű típusokat lehet megkülönböztetni. Kiss említ még kloritos—kalcitszemcsés fészkeket, epidotos—szerpentines, érces részeket és élesen megkülönböztethető vörösbarna, karbonátos részeket, melyek a diabáz kőzettéválásával kapcsolatos képződmények. Ezek a kőzetjellegek föltűnően utalnak a Szádeczky-Kardoss által körvonalazott, nagy jelentőségű „transzvaporizációs" kőzetképződésre, ami a darnói és

az azzal azonos szarvaskői szubvulkáni diabáz változatokra vonatkozólag arra figyelmeztet, hogy a magmabenyomulás az akkor még kétségtelenül nagyobb víztartalmú agyagpalába zártan ment végbe. Ebben az esetben, az agyagpala korától függetlenül, kétséges, hogy a diabázmagma áttörte-e az agyagpalaösszletet; lehet hogy csak benyomult abba. Kétségessé válik tehát ennek a bükkhegységi diabázösszletnek kréta időszakba sorolása, mert akár karbon, akár ladini emeletbe tartozzék is az agyagpalaösszlet, azon belül, ilyen transzvaporizációs magmás kőzetalakuláshoz szükséges nedvességtartalom csak üledékképződés közben, azaz szingenetikus módon volna elképzelhető.

Hasonló bázisos kőzetet írt le Pantó Gábor a Rudabányai hegyvonulathoz tartozó részen, a Bódvarákó melletti 1. sz. mélyfúrásból, dioritgabbró illetve nátrongabbró minősítéssel, ami Kiss szerint a magmakemizmus alapján a darnói, szarvaskői kőzetekhez áll közel. Ugyancsak kréta korúnak valószínűsíthető a perkupai verfeni gipszösszlettel tektonikailag kapcsolódó szerpentinesedett gabbró is.

A Bódvavölgy bázitfajtáit, Bódvarákó, Szögliget és Komjáti körüli fúrásokból és a perkupai gipszösszlet bányaföltárásaiból ismerjük. A felszínközeli diabáz és a féligmélységi gabbrótömzsök és lencsék a ladini illetve verfeni rétegösszletben mutatkoznak. Utólagos, erőteljes tektonikai hatásokkal földarabolódtak és az evaporitösszlettel egybegyúródtak.

Mindezeket a bükkhegységi és bódvavölgyi bázitokat Pantó kezdeti orogén felszínközeli és féligmélységi felsőkréta alakulatoknak minősíti. Felnyomulásuk szerkezeti övekhez kötött, és kőzetváltozataik magmamozgás közben és a megszilárdulás után is jelentős szerkezeti mozgásokkal tagolódtak. Ezt a genetikai összefüggést vallja Kiss is. Ez a minősítés nincs ellentétben föntebbi transzvaporizációs képződésre vonatkozó elgondolással, de a palaösszlettel kapcsolatos korkérdést továbbra is nyitva hagyja.

Medencebeli mezozóos vulkanizmus

A mezozoós felszíni vulkánosságra vonatkozó ismereteinket érdekes módon kiegészítik az olajkutató mélyfúrásokból származó adatok. Inkén, a 9. sz. fúrásban szerpentint és átalakult bázisos kőzetet találtak, valószínűleg triász szaruköves dolomitos mészkő fölött. Ezt a kőzetet keletalpi vonatkozásúnak, illetve dinarid jellegűnek tekinthetjük, és legközelebbi analógiáját a Fruska Gora kréta korú szerpentinjében találjuk.

Kréta korú feltörés lehet a kilimáni 3. fúrásban (1098—1099 m) észlelt sötétszürke olivines dolerit (Székyné Fux Vilma), ami itt közvetlenül a pannóniai rétegek alatt jelentkezett. Kőzettanilag nem azonosítható a balatonfelvidéki bazaltokkal. Valószínűleg ezzel azonos a kilimáni 1. sz. fúrásból peridotitnak jelölt, hasonló településű kőzet is. Minthogy ezek körzetében levő fúrásokban a pannóniai rétegek alatt közvetlenül triász mészkő van, valószínű, hogy ez a triász utáni dolerit a mezozóos bázisos vulkanizmushoz tartozik, s a mecseki trachidolerittal kapcsolatba hozható kréta korú feltörés lehet.

Itt említjük meg, hogy a sajóhídvégi 2. sz. fúrásban, 1571—1666 m között megfúrt triász mészkőben, zöldesszürke, elbontott, közelebbről meg nem határozott (valószínűleg diabáz), telérszerű magmatitot észleltek, ami a bükkhegységi triász diabázzal azonos lehet.

A Duna—Tiszaköz északi részén, a tóalmási 2. sz. fúrásban, a lattorfi emeletbe tartozó rétegek alapkonglomerátuma alatt 2190 m mélységben elért diabáz, Balogh szerint, szintén a bükkhegységi triász diabáz kőzettani jellegeire utal.

A szolnoki és törteli mélyfúrásokban (2238 m, illetve 1642 m mélységben) jellegzetes szplilitdiabáz mutatkozott, amelyet Kiss a bükkhegységi, triász utáni diabázváltozatokhoz hasonlónak jelez. A szolnoki fúrásokban megállapított kréta képződményekkel kapcsolatban és az erdélyi viszonylatok

szerint ez a diabáz kréta korúnak minősíthető. Ide sorolható a jászkarajenői fúrás kalcit hólyagüreges bázisos kőzete (karbodolerit) is.

E dunántúli és alföldi valószínűsített mezozóos magmatitokkal szemben nagy jelentőségű, kőzettanilag és rétegtanilag biztosan azonosítható lelet az Alföldön a kiskőrösi mélyfúrásban megállapított trachidolerit. Az itt átharántolt mecseki kifejlődésű dogger és liász rétegösszletben, 1530—1537 és 1678—1694 m mélységben, az alsó- és középsődogger rétegek közé települten, a mecsekhegységi krétakezdeti trachidolerittal azonos kőzetet harántoltak, valószínűleg telér alakban.

HARMADIDŐSZAKI VULKÁNOSSÁG

Vulkáni képződmények a magyarországi harmadidőszaki képződmények minden tagozatában, csaknem folyamatosan találhatók. Rétegtani helyzetük biztosabban megállapítható, kőzettani jellegeiket is több összefoglaló tanulmányból ismerjük (Szabó József, Koch Antal, Schafarzik Ferenc, Mauritz Béla, Vendl Aladár, Vitális István, Rozlozsnik Pál), de a nagyszámú újabb részletvizsgálat mellett is, még sok további korszerű vizsgálat szükséges. Vulkanológiai tekintetben, a miocén vulkánosságra vonatkozó régebbi utalásokon kívül Id. Noszky Jenő általános összefoglalásait, újabban Láng Sándor geomorfológiai tanulmányait említhetjük. Nehézségeket okoz a különböző szintekben mutatkozó tufarétegek kőzettani jellegének és kitörési helyének megállapítása is. A harmadidőszaki vulkáni képződmények területi és települési tekintetben a fedőhegység keretébe tartoznak, és rétegtani helyüket azokkal kapcsolatban meghatároztuk. A nagyméretű középső- és felsőmiocén vulkanizmus a gyűrt Karpatidák hátterében mutatkozó belső vulkáni övnek a Dunazug (Szentendre—Visegrád) hegységtől Tokaj—Hegyaljáig terjedő vonulatrészlete.

Eocén

A harmadidőszaki vulkánosság első nyomait a felsőeocén rétegösszletben találjuk. A Budai hegységben a legrégibb irodalmi adatok említik az eocén vulkáni tufanyomokat, amiket Koch Antal kvarctrachitnak minősített. Újabban Horusitzky Ferenc, Vigh Gyula plagioklászriolittufát és kvarcmentes andezittufát említettek.

A Velencei hegység területén levő amfibolandezit, a Nadap körüli föltárások szerint a gránitba nyomult bele s helyenként abban megrekedt, felszínig sem jutott. Vendl Aladár kocsányoknak, vulkáni csatorna kitöltéseknek minősíti ezeket az amfibolandezit, alárendelten piroxénandezit diatremákat. Az amfibolandezit szerinte kőzettanilag közel áll a legbázisosabb dácithoz is. A nadapi andezitben gránitzárványok, átalakult palazárványok és a gránithoz kapcsolt, nyilvánvalóan a mélységből fölhozott fluorit is mutatkozik. A felszínen vulkáni törmeléket vagy tufát eddig nem ismertünk. Jantsky Béla a fillitösszletbe nyomult andezitet is észlelt (Cziráky kőfejtő). A nadapi kaolinkutató táróból piroxénandezitet, andezittufát és agglomerátumot említ. Ezeknek vulkanológiai helyzete és az amfibolandezittel való kapcsolata tisztázatlan, mert az andezitet legnagyobb részt a gránitban hasadékkitöltésnek minősíti.

A Velencei hegységi amfibolandezit felszíni tufa- és agglomerátumképződményeire Földvári hívta föl először a figyelmet, az andezithez tartozó hidrotermális vulkáni utóhatásokkal (kvarcosodás, alunit, kaolin). Ezen az úton jutottak a gránitból származó érc és fluorit nyomok az andezitbe is, ehhez kapcsolódik a zeolitképződés is

(belső epigenezis). Nem világos még ennek a transzvaporizációs folyamatnak elhatárolása a gránitplutóni működés szakaszai felé.

A kitörés eocén korát bizonyítja a Velencei hegység északnyugati szélén, a lovasberényi mélyfúrásokban a felsőeocén rétegek közé települt vastag tufa- és tufitrétegösszlet, amit MAURITZ B. amfibolandezittufának állapított meg. Helyzete szerint a Velencei hegység andezitje, az északról transzgredált eocén tenger mentén, asszimetrikus rétegvulkánnak tűnik, északon mutatkozó egyoldali törmelékszórással.

A Velencei hegységivel azonos, erősen bomlott biotitos amfibolandezitet írt le KISS JÁNOS a szabadbattyáni bányavágatban, tektonikus helyzetben, az ottani karbon rétegek közé nyomódott, telérszerű foszlányban. Ugyanebben a kristályos vonulatban az úrhidai mélyfúrás fillitre települt felsőeocén bryozoás mészmárga, homokkő, discocyclinidás mészkő 340 méterig terjedően átfúrt összletében több rétegben biotitos amfibolandezittufát, andezitagglomerátumot harántolt, helyenként bentonitosodott részekkel, 252—261 m között, valószínűleg összefüggő vastagságban. A fúrás a felsőeocén alját jelző transzgressziós alapkonglomerátum után alsókarbon agyagpala- és kvarcitösszletbe jutott. Ez a rétegsorozat nemcsak az amfibolandezit felsőeocén korát igazolja, hanem a vulkáni törmelék tengerben lerakódott, bentonitosodott voltát s anyagának feldolgozottságát is. Hidropiroklasztikus jellege és a kristályos alaphegység északi szélén levő települési helyzete a Velencei hegységivel feltűnően egyezik.

A velencei gránitot és fillitösszletet áttörő amfibolandezit kitörési korát a múltban, analógia alapján, a magyarországi andezitvulkánosság főidejére, a középsőmiocénbe tették. A Budai hegységben s a Bakonyhegység különböző részein a felsőeocénben észlelhető amfibolandezittufarétegek, valamint a lovasberényi és az úrhidai mélyfúrás anyagában a felsőeocén rétegek közé települt andezittufarétegek kétségtelenné teszik, hogy a Velencei hegység andezitkitörése is az eocén időszakba tartozik. Az utóbbit első ízben SZALAI T. sorolta a paleogénbe. Figyelmet érdemel az is, hogy a bakonyi nagy kiterjedésű, helvéti emeleti durva kavics és konglomerátum anyagában amfibolandezitkavicsok is vannak. Ezek anyagát SCHAFARZIK a Velencei hegységbeliekétől kőzettanilag eltérőnek tartotta, ezért a kavics korát a középsőmiocénnek tartott andezit alapján ID. LÓCZY szarmatabelinek vélte.

Felsőeocén rétegek közé települt vulkáni tufarétegek találhatók a Dunántúli Középhegység minden részében, a Budai hegységben, a Vérteshegységben, Gerecsehegységben és az Északi és a Déli Bakonyban is (Fehérvárcsurgó, Iszkaszentgyörgy, Halimba, Padrag) a mélyfúrások anyagában. Ezeket összesítően legutóbb SZÉKYNÉ FUX VILMA és BARABÁS ANDOR vizsgálta Padrag, Halimba, Iszkaszentgyörgy, Fehérvárcsurgó, Lovasberény, Dorog és Budakalász körüli mélyfúrások anyagából, valamint padragi, lábatlani, nyergesújfalui, budaőrsi felszíni anyagokból, összehasonlítóan egybevetve a budapesti kőrétegek régebbi irodalmi adataival. A mélyfúrási anyagok egy részét csak tufás üledékeknek találták (Dorog), más részük tufit vagy bemosott vulkáni anyag. Eddig a felszínen Iszkaszentgyörgyön ismerjük a bauxitfedő középsőeocénből. A cinkotai 2. sz. szerkezetkutató fúrásban 1462—1530 m között a talpig harántolt középsőeocén felső részébe sorolt csökkentsósvízi sötétszürke, kőszéncsíkos homokos agyagmárga- és homokrétegekben CSIKY GÁBOR vulkáni tufanyomokat említ. A várpalotai mélyfúrás eocén rétegösszletében a felsőeocén rétegeken kívül a középsőeocén felső részében is jelentkezett. Valamennyi többi anyag felsőeocén, a rétegsor több, nem mindig azonos részében, változó vastagságú, nyilvánvalóan egyenetlen, kiékelődő réteggel. Budapesten a felsőeocén nummuliteszes mészkő felső részében (Nagykovácsi, Budakeszi) a bryozoás márgában (Mátyáshegy, Szépvölgy, Nyergesújfalu), a Ferenchegyen és a Csillaghegyen a felsőeocén transzgressziós alapbreccsiájában. Ugyanígy földolgozott alakban mutatkozik a tufa a budaőrsi Kálváriahegyen is. Megvan Halimbán és Padragon a discocyclinidás homokos mészkőben és a globigerinás agyagmárgában. SZŐTS a móri Antalhegyen discocyclinidás—nummuliteszes mészkőre települve említi. Mindenütt határozottan bartoni emeletbe tartozik. Idetartozó vulkáni tufabetelepüléseket említenek az Alföldön, a tóalmási 1. sz. fúrás 2496—2667 m között harántolt felsőeocén agyag-, agyagmárga-, homokkőrétegösszletből is.

A kőzettani vizsgálatok szerint amfibolandezittufa (Padrag, Halimba, Iszkaszentgyörgy, Lovasberény), biotitos amfibolandezittufa (Budapest-Rókahegy, Lovasberény, Padrag), biotitandezittufa (Fehérvárcsurgó, Lábatlan, Dorog, Budakalász, Budapest vidéke) és piroxénes andezittufa (Lovasberény) ismerhető föl. Az utóbbi nagyon alárendelten csak Lovasberényben,

az amfibolandezittufa a nyugati illetve déli részeken, a biotitandezittufa pedig az északi és a keleti részeken mutatkozik.

A Velencei hegységi amfibolandezit jelenléte szerint valószínű, hogy a dunántúli felsőeocénben általános elterjedésűnek mondható vulkáni képződmények egyik kitörési központja a Velencei hegységben volt. Vonatkozik ez főként az amfibolandezittufára (Padrag, Halimba, Úrhida, Lovasberény), amelynek ásványos összetétele a Velencei hegységi amfibolandezittel egyezik. Föltűnő, hogy a lovasberényi, hegységperemi helyzetű mélyfúrás jelentős vastagságú tufaanyagában közbeiktatott amfibolandezit kőzetet nem ismerünk. Arra gondolhatnánk, hogy ez az eocén kitörés csak a törmelékszórással jutott itt felszínre, illetve a felsőeocén tengerbe. Erre utal a Velencei kristályos alaphegység délkeleti folytatásában, annak ugyancsak északi szegélyén, Úrhidán lemélyített fúrás felsőeocén rétegösszletében, 200—275 m között, több rétegben átharántolt biotitos amfibolandezittufa és agglomerátum, bentonitos részekkel, amelyben a fúrási napló szerint lávaanyag csak amfibolandezit bombákkal volt észlelhető. Ugyancsak biotitos amfibolandezittufarétegeket észleltek a várpalotai helvéti rétegek alatt átharántolt felsőeocén és középsőeocén felső részéig terjedő rétegösszlet több szintjében is. Mindez arra mutat, mintha a dunántúli felsőeocén vulkanizmusban a lávaanyag legnagyobb részt mélybenrekedt, s a kitörés durvább-finomabb tengeralatti törmelékszórás lett volna, anyagának sok helyen halmirolitos elváltozásával. Erre mutat a Velencei hegységben a gránitlepusztulás során felszínre került területrészeken kívül a szabadbattyáni bányafővágatban Kiss által fölismert, említett tektonikus helyzetű, telérszerű amfibolandezit is. A Velencei hegység vulkáni működéséből származtatható a lovasberényi mélyfúrások biotitos amfibolandezittufaösszlete is.

A Budai hegységi biotitandezittufa amfibolban szegény vagy amfibolmentes. Székyné Fux Vilma szerint keleti légáramlással juthatott a Budai hegységig. A közbeeső területek felszínen levő felsőeocén rétegeiből nem ismerjük, s eddig az itteni medencebeli mélyfúrások anyagában sem találtuk. A keleti és északkeleti légáramlás érdekes gondolata mellett szól az is, hogy a Velencei hegységi kitörési központ törmelékszórása is a hegység nyugati oldalán halmozódott föl, s a Dunántúl nyugati és délnyugati részében mutatkozik. Ez az elrendeződés még kifejezettebbé válik a délzalai medencebeli mélyfúrási adatok figyelembevételével. Így a h a h ó t i területen, a tortonai lithothamniumos mészkő alatt, a 32., 37. és 40. sz. fúrásból Kertai szürkés, kristályos, szemcsés, hipabisszikus dioritot említ, amelynek benyomulása a vele érintkező triász mészkőben kristályosítást és gránitképződést is okozott. Ugyanitt, a 63. sz. fúrásban, 1078 m felsőpannóniai, 1685 m-ig alsópannóniai, majd 1703 m-ig tortonai lithothamniumos mészkő alatt 1708 m-ből származó mintát Székyné porfíros amfibolandezitnak határozta meg, amelynek kőzetanyaga a Velencei hegységivel tökéletesen egyezik. Kavicsai ugyanott, a tortonai rétegekben megtalálhatók, tehát miocén előtti kora kétségtelen. Ugyanebben a körzetben a s z i l v á g y i 1. sz. fúrás hasonló rétegtani helyzetben, a tortonai lithothamniumos rétegösszlet alatt, 2912—2930 m között, amfibolandezitet harántolt, közvetlenül a felsőtriász dolomitra települt módon. A d i ó s k á l i mélyfúrásban, ugyancsak a tortonai rétegek alatti felsőeocén rétegösszletben, amfibolandezittufa és tufitos rétegek vannak. Ezek a medencealji amfibolandezit adatok, eddigi ismereteink szerint, a velencei mellett harmadik középhegységi eocén vulkáni területet jeleznek.

Mindez arra mutat, hogy a középső- és felsőeocénban, a Dunántúli Középhegységben süllyedő partvidékeken (pireneusi szinorogén) jelentős vulkáni tevékenység volt; néhány különálló vulkán különleges, részben kriptovulkáni működése, kevés pacifikus lávával, nagyobbrészt finom törmelékszórással.

Az eocén vulkánok ambifolandezit kőzetének hidrotermális elváltozása, s talán részben a Velencei hegység ércesedési folyamatai, valamint a tufában, esetleg az andezitben is észlelhető hidrotermális gélesedés és a tufa halmirolitikus bentonitosodása bizonyos mértékű kriptovulkáni sajátság, a felszínig nem jutott lávára utal. Ezt a Velencei hegységre vonatkozólag az ásványos jellegekkel beigazoltnak vehetjük, (hipovulkanit, Szádeczky-Kardoss).

A középső- s felsőeocén vulkánosságnak föltűnő magmatektonikai jellege, hogy a Dunántúli Magyar Középhegység csapásirányában az említett három különleges andezit, Hahót—Velence—Recsk északkelet-délnyugati irányvonalában, a kristályos hegységvonulat területére esik. A Velencei hegységi amfibolandezit esetében ez kétségtelen, a recski Lahócahegyen és a hahóti medencealji részen a közvetlen aljzat triász korú rétegösszlet, de a kristályos alaphegység közelléte itt is valószínűsíthető. Hahót irányában, a balatonmenti kristályos alaphegység vonulatot a balatonhídvégi mélyfúrásban 970 és 1060 m mélységben tudjuk.

Az eocén vulkánosságnak erre a föltűnő elterjedési irányára Szalai Tibor utalt először. Idevonatkozó közleménye szerint: „Abból a tényből, miszerint e vulkánokat összekötő vonal iránya megfelel a „0" vonal, illetve a diszlokációs vonal irányának, arra kell következtetni, hogy a vulkánok az itt támadt hasadék mentén jutottak a felszínre". Ez a paleogén vulkánosságra vonatkoztatott megállapítás egyelőre csak az eocén vulkánokra lehet érvényes, mert az oligocénben ugyancsak nagy elterjedésű vulkáni képződmények kitörési helyeit nem ismerjük. Az eocén vulkánok irányvonala nem a nullás mérési szintvonalat követi, hanem inkább a kristályos és mezozóos alaphegységi öv határát jelző, valamennyi későbbi törésirányt megszabó varisztikus irányt. Az eocén vulkánosság az első, amelynek elrendeződése ezt a határozott szerkezeti irányt mutatja. A későbbi vulkanizmus elterjedésében ez az irány kevésbé érvényesül.

Oligocén

Az eocén vulkánosságnál nehezebb a Budai hegységtől kezdődően az északkeleti fedőhegységben, a középsőoligocénben, külszínen és főként mélyfúrásokban általánosan mutatkozó tufabetelepülések vulkánossági értelmezése. A kitörés helyének rögzítését nehezíti a kapcsolatos lávaanyag hiányán kívül a tufarétegek még nem kielégítő kőzettani vizsgálata és azok rétegtani eloszlásának még hiányos megállapítása is. Koch a Buda vidéki középsőoligocén tufarétegeket trachitként említi. Az újabb irodalom, főként a bükkszéki mélyfúrások ismertetésében, több szintben ismétlődő vékonyabb-vastagabb tufarétegeket és tufás rétegeket említ, amelyek Majzon szerint a középsőoligocénbe tartoznak, a tőle megkülönböztetett 1—4. szintekben. Az alsóbb tufarészleteket Rozlozsnik részletesebb vizsgálatok nélkül andezitnek, a felsőbbeket dácitnak minősítette. A középső- és felsőoligocén rétegösszlet határán, Bükkszék körül, a külszínen észlelhető riolittufarétegek vannak.

Pantó a recski I. sz. mélyfúrásban 552 m mélységben, a felsőeocén lithothamniumos mészkő fölött, rupéli emeletbeli 454 m vastag tufitos agyagösszlet alján réztartalmú (4%) tetraedrites kvarcitot említ. Ez az ércnyom pontosabban az oligocén aljára rögzíti az ércesedés korát. Ettől függetlenül, a gyakori középsőoligocén vulkáni tufarétegek a vulkáni tevékenység folyamatosságát jelzik.

A nagyvastagságú középsőoligocén rétegösszletben mindenütt megtalálhatók a tufarétegek, szórt anyagú vulkáni tufa, törmelékes ásványi üledékkel kevert tufit és tufás homokkő alakban.

Az őrszentmiklósi, valamint több más mélyfúrásban a tufarétegek főként a 3. foraminiferás szintben vannak rögzítve. Az Eger vidéki (Demjén) mangános agyagösszletre vonatkozó részletesebb vizsgálatok szerint, a 3. sz. szint felső részében 0,1—2,0 m vastagság között változóan, nem szintálló andezittufarétegek és csíkok, túlnyomólag finom portufa anyagúak, halmirolitos elváltozással, egészen tömött bentonitig terjedő fokozatokkal. A mangántartalom nem a vulkáni anyagból ered, mert a tufarétegeket

megelőzően is mutatkozik. A 4. szint felső részében homokos tufitrétegek is vannak, szenesedett növényi maradványokkal.

A finomszemű tufaanyag távolabbi vulkánokra utal. A Dunántúli Magyar Középhegység felsőoligocén szárazföldi—édesvízi rétegösszletében nagyon jellegzetes lazább és keményebb homokkőrétegek vannak, helyenként igen sűrű, üde hatszögű biotittáblákkal. Ezt is valamilyen nem nagyon távoli vulkáni tufából származtatjuk. Zelenka Tibor a Pilisvonulat felsőoligocén agyagrétegeiben amfibolandezitkavicsot észlelt, ami valószínűleg a megelőző, felsőeocén andezitösszletből származtatható. A nógrádi glaukonitos homokkőösszlet felső tagozatában vannak vékony biotitos, valószínűleg riolittufarétegek. A miocén határát is riolittufa jelzi. Ezekhez kapcsolódik az istenmezei bentonit is, mint a vízbe hullott vulkáni anyag halmirolitos elváltozása. Ezzel a felsőoligocén vulkáni működéssel hozhatjuk kapcsolatba a Dunántúli Középhegység felsőoligocén szárazföldi összletében gyakori, biotitos homokkő és agyagos homokkő föltűnő biotittartalmát is.

Az oligocén vulkanizmust tehát az ország oligocén területein általánosan nyomozható piroklasztit képviseli, aminek jellegei még további vizsgálatot igényelnek. Az egész, felsőeocéntől felsőoligocénig terjedő, összefüggőnek vehető paleogén vulkánosság együttvéve is csak gyenge előjátéka a kétségtelenül egységes, nem állandó, de összefüggő, folytatólagosan megismétlődő miocén vulkanizmusnak.

Neogén

A megelőző vulkáni képződmények mennyiségileg elenyésző részt képviselnek a magyarországi vulkánosságban. Ez a magyarázata annak, hogy tankönyvekben, oktatásban és általános szakmai köztudatban csak a tágabb értelemben vett miocén vulkáni képződmények ismeretesek. Andezit, riolit, dácit és bazalt csoport kőzetfajtáinak változatos sora következik itt egymásra, a miocén kezdetétől kisebb-nagyobb megszakításokkal, riolit és andezit váltakozással, a miocénvégi, pliocén bazalt zárótaggal. A laza piroklasztit fajták legtöbbször igen erősen lepusztultak, a keményebb lávafolyások is földarabolódtak, helyenként azonban eredeti vulkáni formákban is megmaradtak.

A miocén vulkánosság egészben véve pacifikus jellegű sorozata a savanyú kőzetfajtáktól a bázisos kőzetfajtáig terjedő tagokat mutat, s többé-kevésbé összefüggő vonulatként tekinthető. Ez a vonulat a Dunántúli Középhegység északkeleti sarkától, a Dunazug hegycsoporttól a Nagyalföld süllyedékének északi, külső pereme és a Kárpátok belső pereme között foglal helyet. A rétegtani áttekintésből kitűnik, hogy ez az öv felépítési módban és földtörténeti tekintetben a harmadidőszakban, különösen a neogénben igen mozgékony kéregrész volt. A földkéregbeli magmafészek belső alakulásából eredő ezen mozgékonyság, eleinte a felszíni gyakori parteltolódásokban és ezekből következő sűrű földtani kifejlődésváltozásokban mutatkozott, végül a felszíni vulkánosságban jutott végleges megnyilvánulásra.

Magyarország területén ennek a belsőkárpáti vulkáni övnek részei a fedőhegységekhez igazodóan tagolhatók. Ennek megfelelően, a következő vulkáni részeket különböztethetjük meg: *1.* Szentendre — Visegrádi hegység. *2.* Börzsönyhegység. *3.* Cserhát-hegység. *4.* Mátrahegység. *5.* Bükkhegység. *6.* Tokaj — Zemplén vidéke. Vulkanogenetikai kifejlődés szerint az *1.* 2. összefüggő Dunazug csoport, a *3. 4.* ugyancsak összetartozó mátrai egység, úgyhogy a magyarországi miocén vulkáni vonulatrész négy csoportba foglalható össze. Ezek mindegyikéből vannak többé-kevésbé elfogadható kőzettani részletleírások, a Cserhátból és a Mátrából összefoglalóan a kitörési korviszonyok megvilágításával is. A Cserhátra és a Mátrahegységre vonatkozó vulkanológiai megvilágítást id. Noszky Jenő adataiban találjuk. Magmatektonikai és földtani szintézis tekintetében, valamint korszerű kőzetvizsgálatokban még sok teendő van.

A belső vulkáni övhöz tartozó, többé-kevésbé összefüggő vulkáni területeken kívül a miocén vulkáni tevékenységnek Dunántúl is vannak jelentékeny nyomai, nemcsak a fedőhegységben, hanem a medencealakulatokban is. Az utóbbiakról mélyfúrási adatokból tudunk (Szekszárd), vagy geofizikai vizsgálatokból valószínűsíthetők. Rövid vulkánossági seregszemlénket, eddigi tárgyalási sorrendünk szerint, a Dunántúllal kezdjük.

A dunántúli felszíni miocén vulkánosság

Rétegtani ismereteink szerint a dunántúli miocén a helvéti emelettel kezdődik. Ezt megelőzőleg a terület kiemelkedett szárazföld volt, helvéti emelet előtti felszíni vulkánosság nyomai nélkül. A nagy területeken található helvéti emeleti szárazföldi képződmények durva törmelékanyagában volnának alsómiocénből származó vulkáni kőzetanyagok, ha ilyenek egyáltalán lettek volna. A bakonyi helvéti kavicsösszletből ID. LÓCZY által említett, gyakoriaknak nem mondható andezitkavicsok a felsőeocén amfibolandezitből származtathatók. A helvéti emeletben először jelennek meg a vulkáni képződmények a Mecsekhegységben, a Bakonyban és a Budai hegységben is, mondhatjuk, általános elterjedésben. Ezek a szárazulati, édesvízi rétegösszletekben települt riolittufarétegek a Mecsekhegységben a helvéti emelet alsó tagozatában, északkelet felé annak felsőbb részében, a Szentgál—várpalotai alsótortonai, a hidasi felsőtortonai barnakőszénösszletekben vannak. A mecseki slir kifejlődésben is vannak vékony riolittufitrétegek, amelyek a felsőhelvéti tufaszórás állandóságát igazolják. Ezek részben még tengerbe hullt vulkáni törmelékanyagot jelölnek, többnyire tufit jellegű, részben a megelőző tufarétegek földolgozott anyagából származó tufás rétegek.

A dunántúli, általánosnak minősülő helvéti riolit vulkáni törmelékszórás kitörési helyeit és lávaanyagát felszínen nem ismerjük. Fiatalabb üledékekben kavicsanyaga sincs.

A dunántúli helvéti riolitvulkánosság a szávai mozgások előszakaszának szinorogén megnyílvánulása. Vulkáni utóhatásai nem észlelhetők.

A komlói amfibolandezit

A Mecsekhegységben ÉNy—DK irányban húzódó amfibolandezit tömeget a legutóbbi időkig a miocén vulkánosság élesen körülhatárolt, elszigetelten álló tagjául tekintettük. Területi helyzete szerint a Kövesd csapásával egyező irányú, annak kissé délnyugat felé tolódott folytatásaként mutatkozik, mintegy 3 km hosszú, 2,2 km széles felszíni kiterjedésben, a liász vonulat Vasastól Komlóig nyugat felé forduló, erősen zavart övében.

A mecseki vulkáni kőzeteknek rövid jellemzését, HOFMANN KÁROLY első vizsgálatai alapján, BÖCKH JÁNOS közölte. HOFMANN szerint a komlói amfibolandezit „a slirnek megfelelő alsómediterrán" igen savas, kvarcoligoklász trachittufát (biotittal és amfibollal) áthatoló „ifjabb, kvarcmentes labradoritamphibol trachit". Részletesebb kőzettani leírását MAURITZ adta. Üde állapotban szürke színű, igen tömött, felzites külsejű kőzet. Elváltozott állapotban vörösesbarna vagy sárgásbarna, érdes tapintású. Elegyrészei közül, különösen az elváltozott színeződésű részeken, az amfiboltűk jól szembetűnők. MAURITZ szerint granodioritos magma, s kőzettani és vegyi összetétel alapján andezitnek minősíthető.

Régebbi vizsgálataim szerint a komlói amfibolandezit törmelékszórás nélküli, tufamentes, élesen körülhatárolt, monogén hasadékvulkán, mely a környező liász rétegeken áttörve, kiágazásokat, telérnyúlványokat nem mutat. MAURITZ szerint az andezit feltűnő színváltozása vulkáni utóhatásokból ered. Az andezittömeg déli és északi oldalán

az alsóhelvéti édesvízi kavics- és homokkőösszlet ellenkező irányban hajló, boltozatszerű településben mutatkozott. Az Anna-akna melletti egyik oldalvölgy régebbi föltárásában az alsóhelvéti édesvízi congeriás, meszes homokkő kíséretében volt észlelhető, ami az alsóhelvéti üledékképződéssel egyidejű kitörését valószínűsítette. HOFMANN föntebbi megállapítása szerint, az alsóhelvéti riolittufát áttörte. Egyes megfigyelések szerint az alsóhelvéti édesvízi halpikkelyes agyagpalaösszleten érintkezéses, pörkölődési, keményedési nyomok vannak. IFJ. NOSZKY a helvéti és tortonai rétegek határára helyezte.

Az utóbbi időben nagyra fejlődött komlói bányászattal kapcsolatban többször megismétlődő földtani részletvizsgálatok során az időközben nagymértékben, sokirányban föltárt andezittömegben ROZLOZSNIK, majd IFJ. NOSZKY andezittufa jelenlétét említette. Ez a megállapítás közelebbi vizsgálat nélkül átment a komlói, állandósult bányaföldtani vizsgálatok használatába is. TOKODY LÁSZLÓ közelmúltban megjelent ásványgenetikai leírásában ismertette a komlói nagyszabású kőfejtőben föltárt amfibolandezit repedéseit, hasadékait kitöltő „bentonit" ásványtani és genetikai viszonyait, s vizsgálata a kőfejtőben mélyített K. 23. sz. mélyfúrás 26—45 m közötti három fúrásminta anyagát is. Az utóbbiakat a fúrási napló szerint tufának, illetőleg „andezitagglomerát-tufának" minősítette. Mindezek nyomán előtérbe került ennek a különleges elváltozású, elszigetelt amfibolandezitnek vulkanizmus és kitörési kor tekintetében történő újravizsgálata, az időközben fölszaporodott bányabeli adatok és külszíni föltárások együttesében.

Ismételt helyszíni földtani vizsgálatok, a kérdéses bányabeli és külszíni föltárási helyekről vett kőzetmintáknak HERRMANN MARGIT részéről végzett mikroszkópi vizsgálatai alapján, valamint a külszíni föltárásokban észlelhetők szerint kétségtelen, hogy a komlói amfibolandezit területen ennek az amfibolandezitnek semmiféle szórt törmelékanyaga tufa vagy agglomerátumos tufa alakjában nincsen. Valamennyi eddig ilyennek tekintett kőzetanyag, többékevésbé különlegesen elváltozott andezit. Ugyanez vonatkozik az említett fúrási anyag 26,65—31,00 és 31,00—36,85 m mélységből vett, vékonycsiszolatban vizsgálható minta anyagára, ami autigén breccsiás, bomlott, repedésmenti „bentonitos" anyagú andezitnek bizonyult.

A többi minta vizsgálhatatlan fúradék volt. HERRMANN különböző helyekről vett kőzetminták ismételt mikroszkópi vizsgálatával az egész andezittömeget különböző színváltozatú, egyveretű amfibolandezitnek találta. Piroxénes, porfiros szövetű részét magasabb helyzetű, felsőbb kiválásúnak tekinti. Ez megerősíti korábbi megállapításunk szerinti monogén lávavulkán jellegét. Az amfibolandezit különleges elváltozásának, valamint a vele kapcsolatos hidrotermális bentonitkiválások TOKODY által ismertetett ásványgenetikai jellegének ismeretében valószínű, hogy az andezittömeg egészében vagy legnagyobb részében nem nyomult teljesen a felszínre, kriptovulkán jellegű lehetett. A vulkáni utóhatások nagymértékben fedett állapotban mentek végbe, s a már megmerevedő állapotú andezit repedéseit is egész tömegében átjárva, elváltozást hozhattak létre. A komlói mélyfúrások, valamint a bányavágatok adatai szerint az andezit az alsóliász kőszénösszletre, néhol annak fedőmárgaösszletére települt. GYOVAI LÁSZLÓ közlése szerint a bánya egyik vágatában, fiatalabb törések mentén, a liász kőszénösszletben, árkos beszakadású települési helyzetben is föltárták. Helyenként a liász kőszénösszletben telepszerűen is valószínűsíthető.

Az újabb külszíni föltárások megfigyelési adatai közelebb hoznak az andezitkitörés korának megismeréséhez is. A Béta-akna felé vezető homokszállító iparvasút mentén az összetöredezett, nagy tömbökben és rögökben lávaagglomerátum-szerűen mutatkozó andezit repedéseiben, hézagaiban az alsóhelvéti édesvízi, congeriás, meszes homokkő szabálytalanul betelepültnek látszik. A congeriás homokkőben pedig az amfibolandezit szürke, vöröses, sőt bentonitos törmelékanyaga zárványként mutatkozik. A congeriás meszes homokkő több helyen, kisebb-nagyobb foszlányokban az andezitra települt.

Az iparvasúti régi tömedékakna melletti föltárásban, az alsóhelvéti kavicsból származó durva kavicsban andezitkavics nincs. Mindezek a megfigyelési tények a komlói amfibolandezitnek a kétségtelenül helvéti emeleti congeriás meszes homokkövet megelőző korát jelezhetik. Ebben a megállapításban figyelembe kell vennünk azt is, hogy a helvételeji általános elterjedésű szárazföldi—édesvízi kavics és konglomerátum kavicsanyagában, a komlói körzetben, nem találtunk amfibolandezitet, holott ebben a kavicsösszletben valamennyi megelőző korú mecseki kőzetanyag nagy mennyiségben, jellegzetes módon fölismerhető. Az andezitkavicsok ritkasága vagy föltűnő hiánya érthetővé válik azzal a föntebbi megállapítással, hogy az amúgy is viszonylag kis területű andezittömeg egész



149. ábra. Komlói andezitbánya (Végh S.-né felv.)

kiterjedésében talán nem jutott felszínre, s a fölötte levő liász rétegburkolat a helvéti emelet kezdetéig csak kis részében pusztult le róla. Erre a részre a helvéti édesvízi rétegek további pusztító hatás nélkül reárakodhattak. Ezt igazolhatja az andezit utólagos összetöredezése, aminek során egyes andezitrészletek magasabbra kerültek, mások, a bányaföltárások szerint, mélyebbre zökkentek (149. ábra). Ezt a korkérdést véglegesen tisztázottnak vehetjük a komlói 115. sz. fúrás rétegsorával. A tömör andezitben indult fúrás 160 m-ig uralkodóan szürke, alárendelten vörös és szürkészöld andezitben haladt; 160—198 m között andezit „pszeudoagglomerátumot" (Szádeczky-Kardoss) harántolt, majd 198—212 m között az alsóhelvéti riolittufa után, 212—460 m között alsóliász fedőmárgából a kőszénösszletbe jutott. A riolittufában Nagy Lászlóné néhány miocén jellegű pollent *(Juglandaceae, Myrica, Polypodiaceae)* is talált. Nyilvánvaló tehát, hogy az andezitláva az alsóhelvéti édesvízi lagunás vízzel borított területen tört föl. Ebből adódik, Szádeczky-Kardoss magyarázata szerint, különleges transzvaporizációs elváltozása (vízalatti oxiandezit) és az említett congeriás meszes homokkővel való „pszeudoagglomerátumos" keveredése is.

A komlói kőfejtő egyik újabb föltárásában Kókay József az alsóhelvéti halpikkelyes palás agyagot az andezitre települve észlelte.

A tortonai — szarmata emelet vulkánossága

A tortonai emelet nagymérvű vulkánossága a Dunántúlon alárendelt mértékben mutatkozik. A Velencei hegységben a grániton áttört, részben abban megrekedt, régebben általában miocénnek tartott amfibolandezit legnagyobb része a felsőeocénbe tartozik. A nadapi kaolinosodás nyomán megindult bányászati föltárások andezittufás, fillit- és andezittörmelékes agglomerátum, andezittufa és bomlott piroxénandezit, ezenkívül Földvári vizsgálatai szerint a hegység keleti részén levő andezitagglomerátum miocénbe, valószínűleg a tortonai emelet általános vulkáni szakaszába tartozását igazolják, igen nagyarányú hidrotermális vulkáni utóhatásokkal.

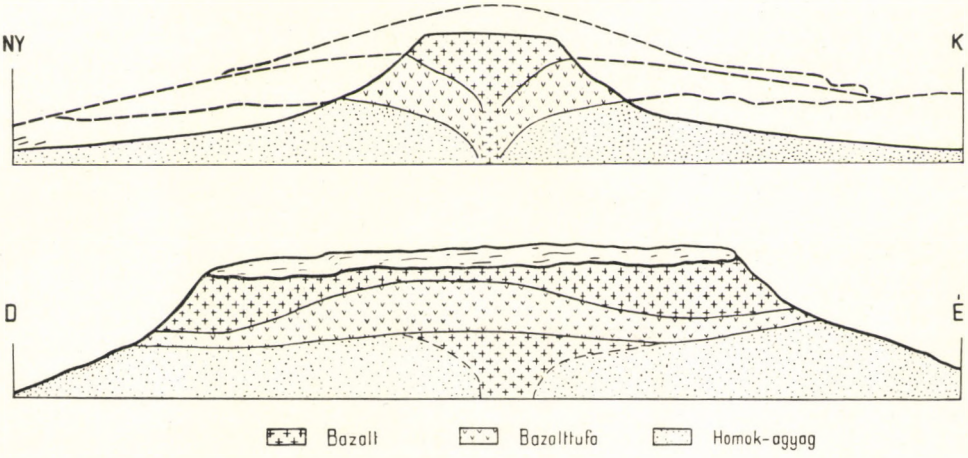
A Mecsekhegységben a tortonai rétegek között, a déli fedőhegységben, Pécs—Somogy—Hird—Pécsvárad—Püspöklak—Geresd határában, vékony riolittufa és tufitos rétegek vannak. Ezeknek megfelelő bentonitosodott rétegek vannak a Sopron vidéki lajtamészkőben is (Vendel Miklós). Ezek a tortonai riolittufa és riodácitos tufás rétegek megvannak Komlón és a Mecsekhegység északi oldalán, a hidasi barnakőszénösszletben is. Megtalálhatók a bakonyi alsótortonai barnakőszénösszletben (Szentgál, Bánd, Várpalota), ahol bentonittal is kapcsolatosak. A tortonai riolittufa ilyen általános elterjedése mellett még föltűnőbb a másutt túlsúlyban levő tortonai andezitösszlet hiánya a Mecsekhegységben és a Bakony egész területén. A Dunántúl déli része is teljesen andezitmentes, s az országhatáron túl, a Báni vonulatban levő piroxénandezittelér az ottani tortonai rétegeket áttöri, benyomulása tehát felsőtortonai lehet.

A szarmata emeletben, a Dunántúl déli részén, a Mecsekhegységben felszíni vulkáni képződményeket nem ismerünk. A bakonyi—vérteshegységi fedőhegységben is hiányoznak. A sárszentmiklósi pannóniai rétegekből álló dombvidéki felszínen elszigetelten kibukkanó riolittufa és agglomerátum nagy mennyiségű kristályos palatörmeléket is tartalmaz. Heves kitörésű törmelékvulkánnak tekinthető, lávafolyás nélkül. Északkelet felé a Budai hegység szarmata mészkőösszletében több szintben vannak bentonitosodott közbetelepülések, ugyanennek a riolitos kitörésnek tufaanyagából. Vendel vizsgálatai szerint a tétényi bentonit plagioklászdácit eredetre utal, amit Dunántúl eddig nem ismertünk, s csak a Börzsöny keleti szélén a nógrádi Várhegyen mutatkozik. Ennek kitörési ideje azonban a helvéti—tortonai határra esik.

A Dunántúl miocén vulkánossága ezek szerint kisebb mértékű, mint az országterület északi és északkeleti részén. Uralkodólag riolit—dácit jellegű törmelékszórással, kisebb aktivitású, lokalizált amfibolandezit fölnyomulással (Komló). Magmatektonikai különállósága kétségtelen, valószínűleg önálló vulkáni fészekkel. A kitörések epirogén kéregmozgások idejére esnek, kezdő vulkanizmussal.

Bazaltvulkánosság

A dunántúli vulkánosság bizonyos mértékű különállóságát alátámasztja a pannóniai emelet végén új vulkáni tevékenységet jelző bazaltvulkánosság is. Északnógrádban is vannak hasonlókorú bazaltvulkánok, ez azonban nem jelent szükségszerűen azonos vulkáni fészket. Inkább a fiatal vulkanizmusnak bazaltos jelleggel megújuló törvényszerűségére mutat. Tájképi szépségük morfológiai, kőzettani, vulkanológiai tekintetben



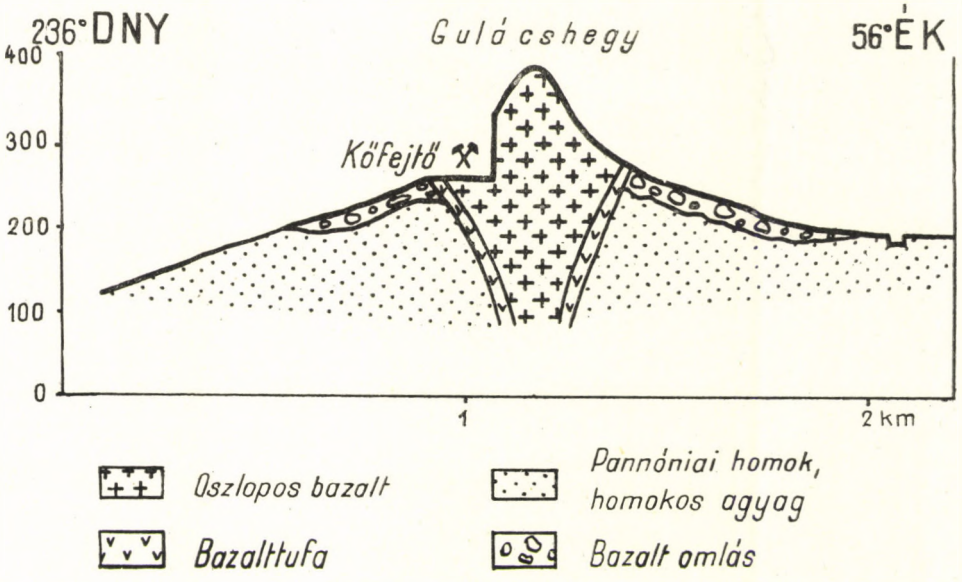
150. ábra. A Sághegy bazalt romvulkánja (Jugovics L. nyomán)

régóta magára vonta a kutatók figyelmét, hazai és külföldi szakemberektől származó mindmáig gazdagodó irodalommal. Beudant, Zepharovich, Hofmann Károly, Vitális István kiváló tanulmányai, Mauritz Béla zeolit tanulmányai, Jugovics Lajos kifejlődési és települési vizsgálatai és id. Lóczy Lajos összesítő földtani megállapításai alapján, nagy vonalakban ismerjük a dunántúli bazaltvulkánosság földtani jellegeit.

A bazaltvulkánosság magmája általánosságban atlanti jellegű, bazanitoid, limburgitoid és limburgit kőzetdifferenciálódással, Vitális István sze-

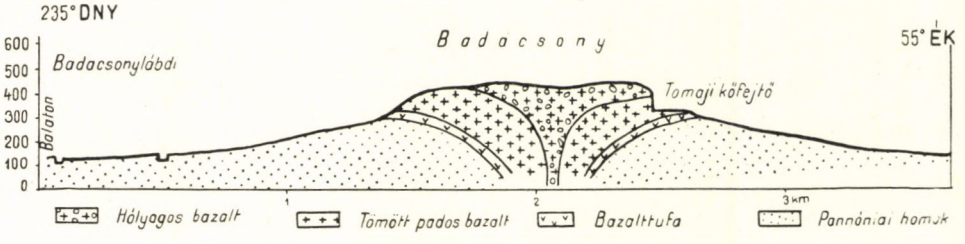


151. ábra. A Sághegy eredeti állapota a lefejtés előtt (Jugovics L. felv.)



152. ábra. A Gulácshegy földtani szelvénye (Jugovics L. nyomán)

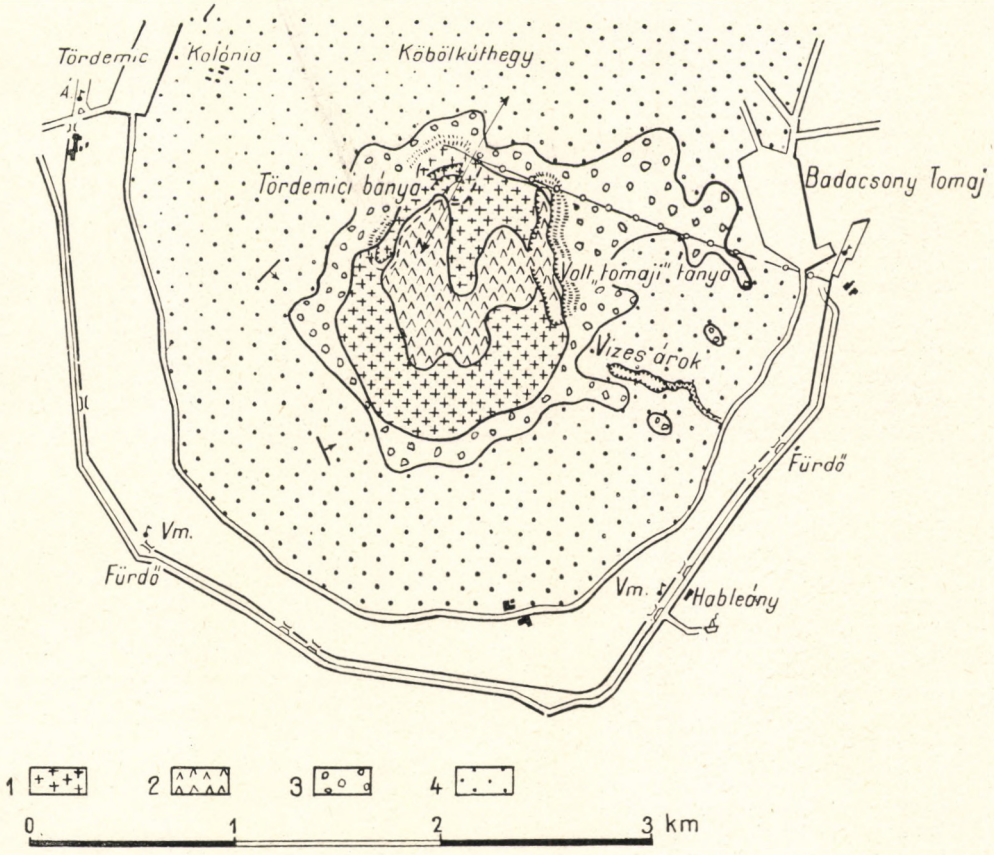
rint egymásutáni kitörési sorrendben. Ezek többszöri kitörésből származó lávatakarók, rétegvulkáni kúpok, láva- és tufakitöltésekből álló vulkáni csatornák, ritkábban telérek. Id. Lóczy szerint részben sűrű, kifolyás nélküli nyúlós láva, heves szilárd törmelékkel, volkánó jelleggel, részben hígfolyós, gázban dús, gyakori törmelékszolgáltató folyamatos lávaömléssel, stromboli jellegű kitörések, a Dunántúl középső részén, túlnyomólag a Balatonvidékre koncentrálódó, száznál több kitörési központtal. Ezek elterjedését régebben



153. ábra. A Badacsony földtani szelvényvázlata (Jugovics L. nyomán)

Hofmann törésvonalak mentén föltételezte. Lóczy szerint a Bakony vidéki bazaltvulkánosság nagy miocéneleji árkos vetődések területén (stájer mozgások) a Balatonfelvidék, a Déli Bakony és a Keszthelyi hegység között foglal helyet (150—157. ábra). Lóczy szerint „a tufavulkánokban nagy bazalttömegek nincsenek, a tufában levő hólyagos és tömör bazaltlapillik, kisebb-nagyobb bazaltbombák szárazföldi tufaszórásokra utalnak", stromboli jellegű kitörésel. A kitöréses vulkáni törmelékben kizárólag szögletes lapillik, kihűlési hasadékokkal átjárt darabok és idősebb üledékes kőzetek fölszakított törmeléke

van, tehát breccsiás jellegű. Ezek szerint HOFMANN nyomán LÓCZY is a Balaton vidéki bazalttufa legnagyobb részét erupciós szárazföldi jellegűnek tartja. A szárazföldre hullott vulkáni törmelékanyagon kívül a pannóniai beltó végső, sikérvízű részeiben lerakódott, vízszintes rétegzettségű, parti mozgatottságból származó, átlós rétegzésű breccsiaösszlet is mutatkozik Tihanyban, nagyobb



154. ábra. A Badacsony földtani térképe (JUGOVICS L. szerint): 1. tömör bazalt, 2. hólyagos bazalt, 3. bazalt és bazalttufa omlások, törmelékhalmok, 4. pannóniai homok, agyag

kőzetrögöknek laza iszapba mélyült helyzetével (158. ábra). Ugyancsak Tihanyban a bazaltvulkánosság utóműködését jelző kovás mésztufalerakodások is vannak. A bazaltban, de különösen a bazaltbreccsiában a Balatonfelvidék földtani fölépítésében résztvevő kristályos pala, permi vöröshomokkő, a triász sorozat különböző mészkő-, márga- és dolomitfajtáin kívül szarmata mészkő, sőt pannóniai édesvízi mészkőrögök és zárványok is vannak. Ezek mindenütt változó mennyiségben az áttört legfelső kőzetrétegeket jelzik. A zárványok nagysága heves és erőteljes kitörésre mutat.

ID. LÓCZY a bazaltvulkánok morfológiájából, térszíni helyzetéből a kitörések módjára és egymásrakövetkezésére is nagyjelentőségű megkülönböztetéseket tett. A

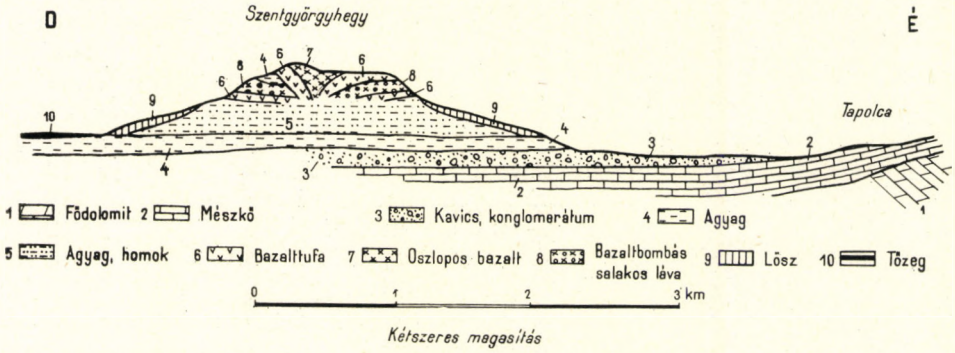


155. ábra. Szentgyörgyhegy (KASZAP A. felv.)

bazaltalakulatok a legkülönbözőbb földtani képződményeken ülnek, azokat áttörve. Vannak permi homokkő térszínen, pannóniai emeletben letarolt dolomitfelszínen és pannóniai rétegösszletben is. Az utóbbiak felső színlője LÓCZY szerint 270—290 m körül van. Ahol a bazalt ennél alacsonyabb szinten települ, ott megelőző lehordással kell számolni. Ilyenformán a különböző szinten levő bazaltvulkánok egyszersmind keletkezési helyükben és idejükben is különbözők, kitörési korkülönbséget jeleznek. Ezen az alapon LÓCZY megkülönböztet:

1. 400 m tszf. magasság fölötti aljzatú, kiterjedt lávatakarókat (Kabhegy, Dobosi erdő), amelyek a legidősebb kitörést jelzik. Ezek miocén térszínalakulásból származó dolomitfelszínen, szárazföldi kitörések, lávatakarók, egyúttal a leghígabb lávaömlések is.

2. Pannóniai rétegek 300—380 m tszf. eredeti felszínén ülő magányos vulkáni kúpok, csökkenő lávával, tufaaljzaton, rétegvulkán jelleggel (Badacsony, Szentgyörgy, Csobánc, Somló, Sághegy). ID. LÓCZY deflációval magyarázta ezek vulkáni formáinak



156. ábra. Szelvény a tapolcai síkságon és Szentgyörgyhegyen keresztül (ID. LÓCZY L. nyomán): 1—2. triász, 3—8. pannóniai, 9. pleisztocén, 10. holocén



157. ábra. Tátika—Farkas—Prága—Sarvaly hegyek bazaltvonulata (Jugovics L. felv.)

mai kialakulását, a pannóniai térszínből. A szél munkája mellett azonban nagy szerepe volt a pleisztocén folyóvízi elhordásnak is.

3. A pannóniai rétegtáblákba bevágódott völgyekben és a Tapolca körüli denudációs mélységekben, valamint a balatonmenti és Vas megyei süllyedékben levő legfiatalabb bazalttufa és láva. Délre, a Balaton mentén és északon a Marcal süllyedékében csak a tufavulkánok találhatók, amelyek 140—150 m tszf. magasságban a bazaltvulkánosság legfiatalabb tagjai.

Id. Lóczy szerint valamennyi bazaltvulkán megismétlődő többszöri kitörésből alakult. A kitörési sorrendet azonban nem a Vitális István megállapította kőzetfajták szerinti differenciálódás szabja meg, mert ez egy-egy kitörésre jellemző helyi alakulás és külön-külön minden vulkáni kitörésben többször megismétlődő lehet. Ezenfelül, ugyanabban a lávatakaróban is nemcsak egy vulkáni kráter, hanem több vulkán szolgáltatta a vulkáni termékeket és egyidejűleg is származhatott egyikből egyik, másikból másik differenciálódású kőzetfajta.



158. ábra. Bazalttufába hullott permi vörös-homokkő bomba, Tihany (Meisel J. felv.)

A dunántúli bazaltvulkánok működését illetve kitörési korát a felsőpannóniai emelet felső részére tehetjük. A különböző vulkáni központok kitörése nem egy időben történt, hanem több szakaszban, megismétlődő folyamatokkal. Erre mutat a rétegvulkáni jellegű alakulatok több lávafolyása, tufarétegekkel. Lóczy még a Szentgyörgy, Badacsony egységes vulkánját is „több kürtőből kilövelt és kiömlött vulkáni anyagból" keletkezett izolált tufa- és lávatakarónak tekintette. „A pliocén korú fennsíkon a legidősebb tufaszórások és lávaömlések sem történhettek abszolút egy időben, hanem az erupció-ciklus hosszabb tartama alatt, egymást váltogatva működtek azok a kürtők, melyekből a platók bazalttakarója szétterült".

A dunántúli bazaltvulkánosság időtartamát Lóczy nyitott kérdésnek tartja. Szerinte a legfelsőpannóniai emeletben édesvízi mészkőképződéssel (dáciai alemelet) kezdődő vulkáni kitörés szárazföldi működéssel, a pleisztocén kezdetéig, tehát a levantei alemelettel bezárólag tartott. Vitális a bazaltkitörést a *Congeria balatonica* és a *Congeria triangularis* rétegcsoport legfelső részébe, az *Unio wetzleri* szintbe helyezte, tehát valamivel idősebbnek tekintette. Ugyanakkor állást foglalt ezeknek a rétegeknek alsópliocénbe tartozása mellett, s egyben kizárta a bazaltműködésnek pleisztocénbe átmenő tartamát. „A balatonmelléki *Congeria balatonica* és *Congeria triangularis* jellemezte rétegkomplexus főzöme lerakódásának vége felé diszlokációk álltak be a Balaton mellékén, s ezekkel kapcsolatban kezdődnek meg a bazalterupciók, amelyeknek kőzetterménye részint a vízbe került (Tihany, Boglár, Szigliget, Sághegy), részint a szárazzá lett térszínen terült el" (Vitális István). Strausz az *Unio wetzleri* szintet a felsőpannóniai emelet zárótagjaként a dáciai alemelettel azonosítva, a bazaltkitörést későbbre, a levantei alemeletre szorítkozóan állapította meg. Ezek a látszólagos különbségek csak nevezéktani eltérések. Lényegileg a bazaltvulkáni működés, a hévforrások és szénsavas források figyelembevételével, Vitális szerint is, a pleisztocénig tartott. Az egyes kitörések közötti időtartam nagyságát számszerűleg értékelni nem tudjuk ugyan, azok méretérő

képet adnak a bazalt bomlásos elváltozásával keletkezett közbetelepült vörösagyagrétegek. VITÁLIS a kabhegyi bazalttakaróban vörösagyagrétegekkel elválasztott két lávaömlésre következtetett. Az egyenetlen triász dolomit és eocén térszínre települt, teljes bazaltösszletben levő két vörösagyagrétegből, legalább három egymásra következő lávafolyásra következtethetünk. Ezt a vörösagyagot, amelynek a bazalttal való keletkezési összefüggése még vizsgálatra vár, az úrkúti Bocskorhegy mangánkutató fúrásaiban is észlelték a bazalt alatt, az eocén határon.

WINKLER-HERMADEN a stájerországi és burgenlandi azonos idejű bazaltvulkánosságot a dáciai emelet süllyedő szakaszában néhány százezerévi időtartamú, finális vulkanizmusnak tekinti.

A dunántúli bazaltvulkánosság különböző kőzetfajtáinak keletkezési viszonyait LÓCZY említett vulkáni települési helyzet szerinti kapcsolatában megvilágítják SZÁDECZKY-KARDOSS nedvességtartalom alapján tett megkülönböztetései. Szerinte a bazaltos láva nedvességtartalmú üledékre, agyagösszletre folyva, a keletkező vízgőz, a gyorsan kristályosodó láva kristályosodásának végső szakában hat a földpátra, amely pneumatolitosan elbomlik, s anyagában 100 C fok körül kristályvízes zeolitok keletkeznek. E képződési mód (SZÁDECZKY-KARDOSS—ERDÉLYI) értelmében a karbonátos kőzetaljzatú Kabhegyen nincs, de nem is lehet zeolitképződés. Viszont ugyanott az említett hólyagos—kukoricaköves bazalt és azzal kapcsolatos vörös agyagképződés, még ebben a viszonylatban további vizsgálatot kíván.

A dunántúli sok különböző vulkánból eredő bazaltvulkánosság azonos anyaga közös magmafészekre utal. Az elemzések alkálitartalomban és kovasavban mutatkozó különbségei esetleg kapcsolatba hozhatók az egyes területrészek mélyebb kéregrészeinek karbonátos vagy homokkőrétegeiből beolvasztott kőzetanyagok módosító hatásával. A felszínre hozott idegen kőzetzárványokon érdemleges hőhatást nem találunk. Ezek tehát csak a legfelsőbb, legföljebb néhány kilométeres mélységben levő rétegekből származnak s a kitörés erősségét, a felszín viszonylagos közelében érvényesülő erőművi hatással jelzik. A Vezúv példája szerint az ilyen magmafészek eredeti mélysége 5—6 km lehet.

Magmatektonikai tekintetben ID. LÓCZY utalt már arra, hogy a dunántúli bazaltvulkánok hasadások menti elhelyezkedése nem igazolható. Megemlíti, hogy a balatonmenti legnagyobb diszlokáció, a litéri reátolódás vonalában vannak ugyan bazaltvulkánok és kisebb parazita kúpok, de a litéri vonal mentén délnyugat felé nincs olyan nagymérvű mozgás, mint északkeleten. A vulkánok alakja, szárazföldi elrendezettsége és a magma kémizmusa töréses kéregszerkezetnek megfelelő és az újraéledő földkéregbeli töréseken saját energiával, a kiszabaduló gázok feszítő erejével történt kezdeti gyors föltörésre utal. Ez a magmatektonizmus orogenetikailag az attikai, vagy még inkább a kárpáti rodáni mozgási szakaszhoz kapcsolódik, ami a pannóniai rétegösszleteken belül az ország különböző területein többé-kevésbé jól kimutatható diszkordanciában is érzékelődik. A bazaltvulkánosság végeredményben a Dunántúli-medence kontinentális kéregtábláján, a medenceszegélyi pannónvégi kiemelkedő mozgások következménye, amit SZÁDECZKY-KARDOSS szerint a gyengén alkáli jelleg is igazol. Ilyen helyzetűek a Dunántúli medence ausztriai folytatásában, a stájer süllyedékben mutatkozó, azonos korú bazaltvulkánok is, az Alpok keleti végződésének medencebeli előterében. Hasonlóak, a nógrádi országhatáron és a keleti Kárpátok belső előterében, az Olt melléki bazaltkitörések is. A bazaltvulkánosság hiánya a Dunántúl déli részében, különösen a Mecsekhegység előterében, ennek a területrésznek kéregszerkezeti különbségére mutat. Az itteni erőteljes rodáni—attikai mozgások ugyanis egymásra torlódott pikkelyeződéssel, az intraorogén magmafölnyomulást megnehezítik. Nem lehetetlen, hogy hasonló kéregszerkezeti különbségből következik a bazalt hiánya a Bakony, illetve a Dunántúli Középhegység északkeleti részében is, amit a litéri említett északkeleti erős összetorlódásos diszlokációs öv igazolhat.

Közép- és északmagyarországi miocén vulkánosság

A dunántúli elszigetelt módon, szétszórtan mutatkozó felszíni miocén vulkánosság a Dunai andezithegység Szentendre—visegrádi hegycsoportjától észak és északkelet felé csaknem összefüggő vonulatként vesz részt a fedőhegységek fölépítésében. Általában pacifikus magmaprovinciabeli kőzetek ezek, a miocén folyamán megismétlődő, szabályszerű váltakozással. Kőzettani leírásaink folyamatban levő újravizsgálatainak jelenlegi eredményei még nem elegendők részletesebb területi magmaeloszlási vagy magmatektonikai értelmezésekre, azért csak általánosságban jellemezhetjük az egyes hegységrészek vulkáni kifejlődéseit, esetleg vulkáni jellegeit.

Egészben tekintve a miocén vulkánosságot térben és időben, a vulkáni törmelék túlsúlyban mutatkozik az egykori lávaanyaghoz képest. A riolit- és andezitkitörések tehát egyformán erőteljesek lehettek, legalább 60—70 százalékos kitörési mutatóval. Riolit és andezit egyidejű kitörésére földtani adatunk nincs. A megkülönböztethető vulkáni működési szakaszokban általában a riolit megelőzi az andezitfajtákat, sőt Lengyel Endre szerint, a Dunazug csoportban az andezitfajták kitörési sorrendjében a savanyúbb biotitos amfibolandezit megelőzi a bázisosabb piroxénandezit fajtákat. Hiányoznak még vizsgálatok az egykori vulkánok elrendeződésére, a kitörési központokra, vulkánfajták megkülönböztetésére, valamint a szárazföldi és tengeralatti lávafolyások elkülönítésére. Az eddigiek szerint a rétegvulkánok túlsúlya kétségtelen, vannak azonban felszínig nem hatolt szubvulkáni formák, lakkolitok, telérek is, hipovulkanit kőzetfajtákkal (Szádeczky-Kardoss). Az egész vonulatrész meglehetősen egyveretű vulkáni kőzetképződésű, mégis nem föltétlenül szükséges azoknak egyetlen, közös vulkáni fészekből származása. A Kárpátok vonulatának belső övét képviselő tektonikai helyzet valószínűsíti a mélyebb magmaközpont közös származási helyét. A felszíni vulkanitok helyi különbségei már a felszínközeli kéregrészek esetleges különbségeiből erednek, a magma fölfelé hatolása közben történt differenciálódás, valamint a lávaanyag lerakódási környezetének kőzettéválási és epigenetikus elváltoztatási kölcsönhatása szerint (Szádeczky-Kardoss).

Dunai andezithegység

Szabó József 1872-ben „Dunai trachitcsoport" találó elnevezéssel foglalta össze a dunamenti Börzsönyhegység és a jobbparti rész Szentendre—Visegrád—esztergomi hegycsoportját. Azóta az itteni kőzetfajták andezitnek minősültek, de az összefoglaló megjelölés földtanilag teljesen indokolt, földrajzi egységként, geomorfológiai tekintetben is. A földrajzban használatos Dunazughegység a dunamenti andezitcsoportnak jobbparti része, ilyen értelemben az említett hosszabb helynevek célszerűbb helyettesítője.

A Dunazug hegycsoport

A Budai hegység Pomázig terjedő alaphegységi és üledékes fedőhegységi részét a Pomázi völgy fiatalkorú, nyugat—keleti bevágódása megszakítja és attól északra, a fedőhegység fölépítésében a Dunazug hegycsoport vulkáni képződményei jutnak túlsúlyra. Ezt a vulkáni területet Koch Antal alapvető munkája nyomán a legújabb időkig több értékes kőzettani részletvizsgálatból ismerjük. Vulkáni képződményei a helvéti riolittufa, a tortonai emeleti gránátos biotitandezit, biotitamfibolandezit, amfibolandezittufa, piroxénandezit és piroxénandezittufa. Vendl Aladár szerint központi és hasadékvulkánok, vulkáni kúp, lávatakaró, lávaár alakú rétegvulkáni jelleggel és telér-

vagy lakkolitformákkal; több, valószínűsíthető kitörési központtal (Dobogókő). A Csódihegy lakkolit jellegét Koch előzetes jelentéseiben 1873-ban és 1875-ben, Gilbert előtt, részletes leírással pedig vele egyidőben (1877) megállapította, elnevezés nélkül. A Csódihegy jellegzetes lakkolitalakulását és kőzetanyagát Szádeczky-Kardoss új irányelvek szerint vizsgálta. Metavulkanit jellegű kőzete nem típusos biotitos andezit, hanem főleg viridites biotitkvarcitandezit, a peremeken biotitos kvarcandezit. Kisebb Fe_2O_3, FeO, MgO és TiO_2 tartalma szerint a dácithoz, nagyobb CaO és kevés Na_2O tartalma szerint a biotitandezithez áll közelebb. Mindkettőtől különbözik nagy Al_2O_3 tartalmával. A lakkolit belsőbb részein sávos kvarcandezit foglal helyet. Ezeket az anyagváltozásokat, a nagy nedvességtartalmú oligocén agyagösszletbe benyomult, fedett helyzetű transzvaporizációs folyamatra vezeti vissza.

A nedvességtartalmú agyagösszletből származó vízgőz zárt térben érvényesülő ellennyomása okozza a felnyomuló magmatömeg lakkolit illetve dagadókúp alakját. A táblás, koncentrikus szerkezet ugyancsak a kihülési összehúzódásra merőleges feszültségből eredő, elválási forma. Az elválási síkok a fedőagyag felé sűrűsödnek, vékonyabb táblákkal mutatkoznak.

A Budai hegység fedőhegységének miocén rétegsorozatában Budafokon a helvéti emeletben (alsóhelvéti), Budapest-Rákoson a tortonai emelet alsó részében a lajtamészkő alatt riolittufát ismerünk. A riolitkitörés tehát megelőzi az andezitfajtákat. Nyugaton, a Pilisvonulatban Zelenka Pilisszentkereszt határában, az Esztergom—dobogókői út mentén felsőoligocén rétegek közt hasadékvulkán vagy lakkolit alakban benyomult sávos—réteges gránátos, hiperszténes biotitdácitot ismert föl, metavulkanit jellegekkel. Ennek a dácitvulkánosságnak korát a helvéti emelet kezdetére teszi (alsóhelvéti), háromféle módon történt kitöréssel: *1.* lakkolit—hasadékvulkán, *2.* hiperszténes biotitdácit hasadék és dagadókúp, *3.* lávaáras rétegvulkán jelleggel. Ugyanennek a gránátos biotitdácitnak tufarétegei bentonitos módon megtalálhatók Csobánka körül, a Garancshegy tengeri helvéti kavicsos homokkő fekvőjében is. A gránátos biotitdácitban kaolinites vörösagyagzárványok vannak, amelyek az eocén előtti szárazföldi összletből származtathatók.

Az alsótortonai emeletre rögzített andezitvulkánosság hiperszténes amfibolandezit, tufa, tufit, agglomerátum és pszeudoagglomerátum rétegvulkáni képződményekből áll. Végül horzsaköves tufitrétegek a szarmata emeletbe volnának sorolhatók. Az andezitfajták közül Lengyel szerint, a biotitos amfibolandezit is megelőzi a bázisosabb piroxénandezitet. Ez vulkanológiailag azt jelenti, hogy a helvéti dácit—riolittól összefüggőnek, folyamatosnak tekintett, egységes vulkáni tevékenység esetén, a savanyúbb, nagyobb kitörési energiát igénylő riolit, az újstájer mozgásokkal egyidejű (szinorogén), kezdeti kitörés. Így a reákövetkező tortonai emeletben az orogén mozgásokkal létesült kéregnyílások vulkáni csatornáin utánnyomuló andezites magma közepes mozgási energiájú, részben szubvulkáni működés, s folytatódónak (szubszekvens) minősül. A piroxénandezit, Lengyel föltevése szerint, a tortonai vulkánosság végén legdifferenciáltabb magmaként jelentkezik a már állandósult, szabaddá vált vulkáni csatornákon. A vulkáni működés vegyes, közepes kitörési képességű magmára és közepes kitörési mozgásra utal. A kitöréses anyagok váltakozási módjára vonatkozó részletesebb sorrendi megkülönböztetések még hiányoznak.

A Dunazughegységben az andezitvulkánosság földtani korát a reátelepülő felsőtortonai lajtamészkő rögzíti. Az andezitösszlet alatt, a Duna mentén és délebbre, helvéti és akvitáni rétegek vannak. Nyugaton, a Pilisvonulatban gránátos amfibolandezit lakkolitszerűen mutatkozik a triász dolomit mentén, a Strázsahegy körüli pedig eocén—oligocén rétegekre települ.

Ezeket a magmamozgási és vulkanológiai földtani következtetéseket igazolják, sőt jól kiegészítik Lengyel kőzetzárvány vizsgálatai. Az andezitben ugyanis, a kristályos alaphegységi grániton és kristályos palákon kívül a mezozóos alaphegység mészkő- és dolomitanyaga, valamint az oligocénig bezárólag a fedőhegység kőzetanyagai találhatók. A részletes kőzettani vizsgálatok szerint a xenolitok elrendeződése és hőhatásos jelenségei

is bizonyos szabályosságot mutatnak, és a mélységi viszonyokra vonatkozólag következtetéseket adnak. LENGYEL szerint, az idősebb magmatitzárványok: gránit, diorit, peridotit, mindig a biotitos amfibolandezitben és a hipersztén amfibolandezitben mutatkoznak. A piroxénandezitben viszont a korábbi andezit zárványai vannak. Az üledékes kőzetzárványok, agyag vagy agyagpalából alakult kordierit, andaluzit, szillimanitos kőzetek, többé-kevésbé kristályosodott mészkő, dolomit és kvarcit, továbbá gneisz, amfibolit, csillámpala és szaruszirt minden andezitfajtában megtalálhatók. LENGYEL szerint az idegen kőzetzárványok a lávafolyásban eredeti mélységi helyzetük fordított sorrendje szerint helyezkedtek el. Így a mélyebb szintbeliek az andezittömeg felső részén, a felső szintbeliek az alsó részében mutatkoznak. Különleges érintkezéses hatások nem észlelhetők a zárványokon, amiből átlagos 1000 m mélységből származottaknak vehetők. A savanyúbb, gránátos biotit- és biotitamfibolandezit sokkal több zárványt tartalmaz, mint a későbbi piroxénandezit.



159. ábra. Andezittufaagglomerátum, Zebegény és Nagymaros között (PELLÉRDYNÉ felv.)

A zárványok térbeli eloszlásából kitűnik, hogy a Dunazug csoport nyugati peremén a triász mészkő és dolomit mennyiségi túlsúlyban van, a kristályos pala és mélységi kőzetek alárendeltebbek és a felsőbb részekben találhatók. A terület központi részén, inkább a kordierit—andaluzites szaruszirt és agyagos kőzetek jelentkeznek. A keleti és délkeleti széleken sok a homokkő- és konglomerátumzárvány (eocén—oligocén), alárendeltebben agyag és agyagmárga. Ezek a kőzettani vizsgálatok jól egyeztethetők a terület földtani fölépítésével. Keleten és délen a vulkáni képződmények nagyvastagságú, ezer métert is elérő oligocén összleten törhettek föl. Nyugaton a triász alaphegységgel jutnak érintkezésbe, északon pedig a földtörténeti ismeretek szerinti kristályos alaphegység mélybesüllyedt részét valószínűsítjük.

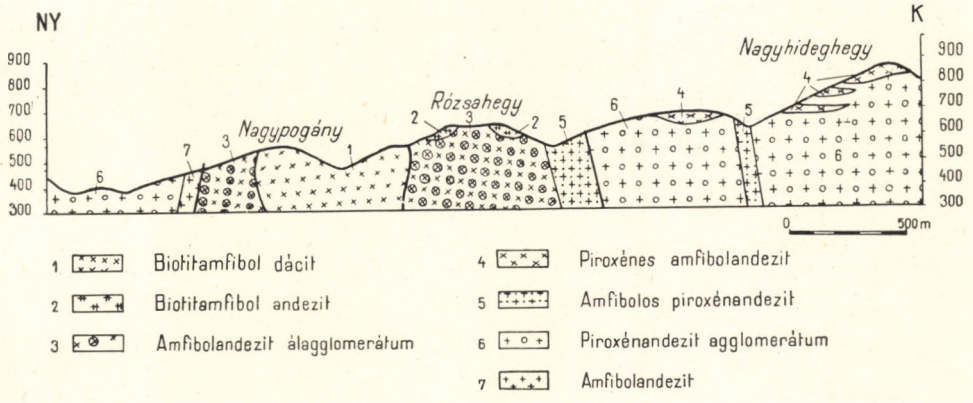
A Börzsöny csoport

A Dunai andezitcsoport északi része kőzettani kifejlődésében, vulkánképződményeiben és alakulataiban a Dunazug csoporttal teljesen egyező vonásokat mutat. Egész tömegében a vulkáni törmelék túlsúlyát találjuk különböző andezittufa, breccsia és agglomerátum alakjában. A miocénben túlnyomó a biotitos amfibolandezit és piroxénandezit. A kitörés zöme a tortonai emeletre esik. Az andezitössze tre a hegységperemeken minden oldalon lajtamészkő vagy annak homokos—agyagos fáciese települ. Alatta, Hont körül, a helvéti emeletbeli slir, a keleti oldalon burdigalai tengeri rétegek és helvéti szárazföldi durva kavicsösszlet mutatkoznak. A déli peremeken, az akvitáni emelet is kibukkan (Diósjenő), a helvéti emelet szárazföldi—édesvízi összletét jelző helyi kőszénnyomok is vannak (Zebegény).

VIGH GYULA a Börzsönyben, Diósjenő fölött, tufarétegekkel elválasztott három különböző lávaárat állapított meg, amfibolandezittól hipersztén andezitig.

Az andezit sorrend a Dunazug csoportbelivel azonos. A szobi Csákhegy andezitjében kimutatott zárványok is azonosak a Dunazug csoportban észleltekkel. LENGYEL szerint itt a kordierit—andaluzit szaruszirtzárványok veszik át a főszerepet. Ez alátámasztja a rétegtani fölépítésből nyert megállapításunkat, hogy a Börzsönyhegység területén, a mélyben kristályos alaphegység jelenlétét vagy annak térbeli közellétét kell föltételeznünk. Ez a kristályos alaphegység a Börzsönyhegység északi, szlovákiai előterében a helvéti emeletben még kiemelkedett szárazföld volt, amiről a helvéti szárazföldi óriás kavicsok tanúskodnak.

PANTÓ GÁBOR összefoglaló vizsgálati megállapítása szerint a Déli Börzsöny, a Dunazughegységhez hasonlóan monogén központi vulkánokból áll. Az Északi Börzsöny inkább rétegvulkáni felépítésű, a Selmec—Körmöci Érchegységhez hasonlítható. Ezek



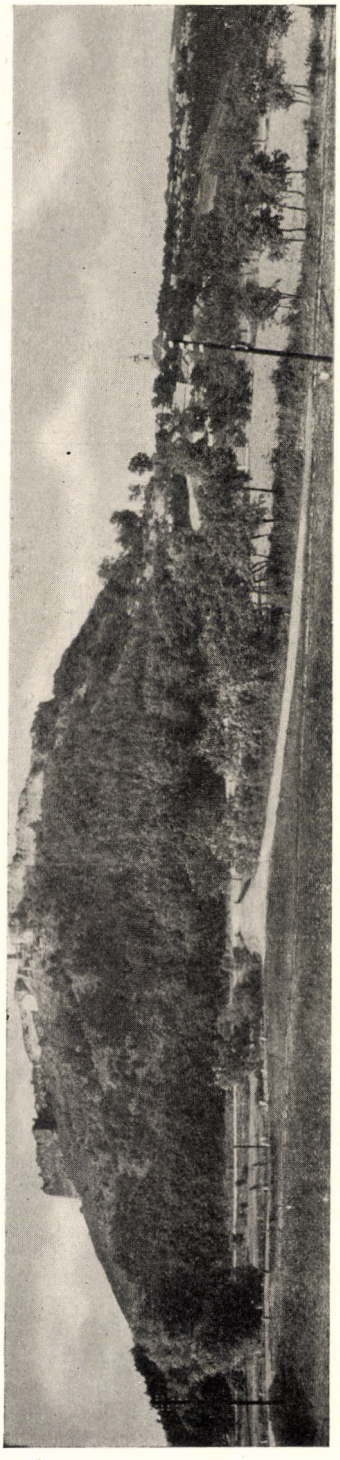
160. ábra. A börzsönyhegységi vulkáni képződmények szelvénye (PANTÓ G. szerint)

a területi vulkáni különbségek mélyszerkezeti okokra vezethetők vissza. Erre utal véleményünk szerint az a megállapítás, hogy az Északi Börzsöny aljzatában kristályos alaphegység jelenlétét valószínűsítjük. A Kisinócon áthaladó Ny—K, illetve NyDNy—KÉK vonal adja a két területrész valószínű határát. Vulkáni képződményekben a törmelékes agglomerátum túlsúlyban van a lávával szemben. Az Északi Börzsönyben vulkanológiailag tagolatlanabb, andezitlebontásos agglomerátum tömegek összefüggő területet borítanak, lávaárakkal váltakozva; a középső részen lakkolitokkal és telérekkel.

A vulkáni anyagszolgáltatás zöme változatos kifejlődésű andezit és alárendeltebben dácit. Az egymásra következő kitörések módja szerinti kőzettéformálódás, differenciálódás, beolvasztás és epigenetikus változások sokféle típuskeveredésre vezettek, úgyhogy uralkodóan vezető, színes elegyrészű kőzetfajta nagyon ritka. Ez megnehezíti a kőzettípusok kitörési sorrendjének egyértelmű megállapítását is.

PANTÓ egyik idevonatkozó tanulmányában (1949) a nagybörzsönyi érces területrészen 2 km széles és 10 km hosszú, zöldköves biotitamfiboldácitot és andezitet, földtani helyzet és kőzettani jellege alapján, óharmadkorúnak minősítette. Újabb, kritikai vizsgálata alapján fölveti azt a lehetőséget, hogy itt a környező vulkáni képződményeknél fiatalabb, szubvulkáni volta szerint jelentősebben elbontott képződménnyel számolhatunk. Az idősebb elgondolást a színes elegyrészek, valamint a kőzet elbontott volta és ércesedési nyomai, egyéb analógiák szerint, valószínűsítették. Ezek a jelenségek azonban SZÁDECZKY-KARDOSS alapvető vulkáni kőzetképződési magyarázata szerint nem föltétlenül bizonyító erejűek, bár a települési viszonyok azt mutatják, hogy ebben az idősebbnek vélt vonulatrészben, későbbi kitörések andezittelérei és lakkolitszerű tömegei vannak.

A Börzsönyhegység keleti peremén LENGYEL szerint a legidősebb, helvét—tortonai határra eső képződmény a biotit—amfiboldácit és savanyú



161. ábra. A nógrádi Várhegy dácit vulkánja (Kriván P. felv.)

biotitamfibolandezit. A savanyúbb kezdeti kitörési termékek kisebb területre szorítkoznak. A hegység főtömegét szolgáltató piroxénes amfibolandezit kétségtelenül a főkitörés szakaszát képviseli. Kitörési központot jelző jellegzetes vulkáni forma a Csóványos. A főkitörést követő teléralakulatok amfibolos piroxénandezitből állanak. A hegység középső szakaszában azonban legfiatalabbnak tűnik a piroxén nélküli amfibolandezit.

Végeredményben kétségtelen, hogy a Börzsönyhegység vulkáni összlete megismétlődő többszörös kitörésekből származik, s annak túlnyomó része a helvét—tortonai határra esik. Ezen belül föltétlenül megkülönböztethető egy idősebb s egy fiatalabb tagozat.

Pantó összefoglaló megállapítása szerint a Börzsönyhegységben kétszakaszú, kétféle jellegű ércesedés mutatkozik. A régebbi, nagyobb hőmérsékletű (mezotermális) pirrhotin általános elterjedésű fészkekben vagy hasadékkitöltésben mutatkozik, hidromuszkovitos lebontással. A későbbi szakaszban, kisebb hőmérsékletet jelentő (epitermális) hasadékkitöltő szfalerit, galenit, részben a régebbi ércesedés anyagából, illites kőzetbontás kíséretében észlelhető.

Az újabb vizsgálati eredmények szerint kétségtelen, hogy a börzsönyi ércesedés központját az idősebb vulkáni képződmények elváltozottabb, savanyúbb, biotitamfiboldácitjai jelzik. Ennek eddig paleogénnek föltételezett kitörési kora azonban nem szükségszerű, a vulkáni folyamatok és kőzetkülönbségek inkább szubvulkáni jellegre s abból eredő pszeudoagglomerátumos kifejlődésre vezethetők vissza. Az érchozó szubvulkán és a piroxénandezites rétegvulkáni alakulatok közötti nagy időkülönbség feltételezése ilyenformán nem föltétlenül szükséges.

A Börzsönyhegység érces nyomain végzett nagyszabású bányászati kutató föltárások ásványainak vizsgálatát Koch Sándor 1957-ben végezte el.

A szobi Csákhegy andezitvulkánosságában, Cseszkó Mihály újabb vizsgálatai szerint, három kitörési szakasz különböztethető meg: a bevezető szakasz amfibolandezit, a folytatódó biotitos amfibolandezit, a befejező pedig vörös, kvarctartalmú oxiamfibolandezit és biotitos amfiboldácit. A különböző vulkanitok kőzetképződése transzvaporizációs viszonyok között szárazföldi jellegű és vulkáni tör-

melékkel is kapcsolódik, tufával, agglomerátummal és pszeudoagglomerátummal. A biotitamfibolandezitben kordieritgneisz, csillámgneisz, gránit, idősebb andezit és agyagos—homokos üledékzárványok vannak, az érintkezésben diopszid, szillimanit ásványképződéssel. Legtöbb zárvány van a dácitban, ami nyilvánvalóan a savanyú láva kitörési mechanizmusával függ össze. A kőzetképződés folyamatát jellemzik a gyakori zeolitok (chabazit, dezmin, epidezmin) és a sok kalcit is. A csákhegyi vulkáni működés a helvéti—tortonai emelet határára esik, a tortonai emelet végéig terjedő vulkáni utóműködéssel. A felsőtortonai emeletbe tartozó lajtamészkőrétegekben 5—30 cm vastag biotitos dácittufa eredetű, kiékelődő bentonitréteg is mutatkozik.

A nógrádi Várhegy dácitból álló vulkáni kúp. Biotitdácit kevés amfibollal, folyásos szövettel, jellegzetes nyúlós—szívós lávára utal. Kitörésének ideje a Pilisvonulatban végzett újabb vizsgálatok nyomán (Zelenka Tibor) a Pilisszentkereszt határában fölismert, ugyancsak felsőoligocén rétegek közé lakkolit vagy hasadékvulkán alakban benyomult metavulkanitos biotitdácit alsóhelvéti korával azonos, tehát az andezitvulkánosságot bevezető metavulkanit. Kőzettani kifejlődése a pilisivel egyezik. A szobi Csákhegy alsótortonai, andezitvulkánosságot lezáró dácitkőzetétől különbözik, s a gránátos biotitos andezithez kapcsolódik (Királyrét). Dagadókúp jellegű benyomulás, vulkáni alakja a körülötte levő laza miocén és felsőoligocén rétegek lepusztulásával került felszínre.

A Börzsöny csoport többi vulkáni formája az utólagos lepusztulás következtében már kevésbé jellegzetes. A délnyugati részen amfibolandezitkúpok mutatkoznak. Szobtól északra, a Csákhegy lakkolitra utaló alakot mutat, de kevésbé jellegzetes elválási alakulással, mint a Csódihegy. A Nagyinóc, Erdélyi János szerint, kirobbantott kalderára emlékeztet. Vannak telérek, sőt vörös oxiamfibolandezit csatornakitöltések is, bár a vulkáni törmelékes képződmények tömegében nehezebben ismerhetők föl. A vulkáni képződmények legnagyobb része azonban rétegvulkános fölhalmozódás. Hidrotermális piritesedés és limonitosodás nyomai is mutatkoznak.

A Cserháthegység

A Cserháthegység id. Noszky szerint nehezen elhatárolható területének különböző fölépítésű részeit a miocén vulkánosság teszi összetartozó földtani egységgé. A vulkanizmus közös és többé-kevésbé azonos lefolyása köti össze egyfelől a Dunai andezitcsoporttal, másfelől a Mátrával is. A terület középső részének rétegvulkáni kifejlődéseit a külső területrészeken telérek és hasadékvulkáni jellegű alakulatok váltják föl, dél felé pedig, Budapestig terjedően, mindinkább gyérülő vulkáni képződmények lepusztított foszlányokban, elkülönült rögökben bukkannak elő a fiatalabb fedőrétegek alól vagy a környező miocén üledékekben.

A Cserháthegység kizárólag piroxénandezit kőzeteinek részletes kőzettani leírását Schafarzik alapvető munkája adta. Vulkanológiai helyzetükkel id. Noszky foglalkozott. Schafarzik összefoglalásában bázisos magmából, közös magmafészekből származó piroxénandezit módosulatokat állapított meg. A kőzettani különbségeket a magma hosszabb-rövidebb interkrusztális állapotában történt differenciálódással magyarázta. A vulkáni kitörések a területnek a tortonai emelet kezdetén történt kiemelkedésével járó összetöredezésével kapcsolatosak, rétegvulkánok, telérek, takarók, ritkábban tömzsök. A kitörések egyes esetekben törmelékszórással kezdődtek s a lávaömlés csak utána következett.

A fedőhegységi Cserhátvidék rétegtani fölépítésében dácittufának is említett riolittufabetelepülések vannak a helvéti emelet középső és felső szakaszának megfelelő slirösszletben. Ezek többnyire vékony, finomszemű tufarétegek vagy távoli kitörésből a slirmárga anyagába keveredett vulkáni finom törmelék, tufit. Ez a riolittufaszórás ismeretlen központú vulkáni tevékenység, mintegy előjátéka a helvéti—tortonai határon megindult általános, hatalmas középsőmiocén vulkanizmusnak. A felsőhelvéti—alsótortonai vulkánosság a Cserháthegységben helyenként nagyvastagságú, említett középső riolittufaösszlettel kezdődik, ami ID. NOSZKY szerint a terület északkeleti részén 100 méter vastag is lehet. Nyugaton és délen vékonyabb, szétdarabolt, lepusztult részletekben mutatkozik. A középső riolittufa többnyire egészen rétegzetlen, szárazföldre hullott



162. ábra. A Péterhegy andezitkúpja (CSALAGOVITS I. felv.)

anyag. Erre mutat az utólagos lepusztítástól eltekintve, igen egyenlőtlen, kis távolságokon belül nagyon változó vastagsága is.

A középső riolittufához tartozó lávaanyagot itt nem ismerjük. Ezért a kitörés központja, a riolittufa származása is ismeretlen. NOSZKY, SCHAFARZIK nyomán „a déli szárazulat törésein keletkezett s azzal együtt mélybesüllyedt vulkánokra" következtet. Ugyanúgy föltételezhetnénk az északi „ősvepori" szárazföld szegélyén levő vulkánokat is. Mindenesetre igen föltűnő a megfelelő lávaanyag hiánya, ami sem mélybesüllyedéssel, még kevésbé lepusztulással nem magyarázható. Arra kell tehát következtetnünk, hogy a nagy tortonai vulkanizmust bevezető riolitkitörés lávában mindenképpen nagyon szegény, a magma anyagát nagy feszültséggel tartósan szétporlasztó módon ment végbe.

A riolittufával indult tortonai vulkanizmus a többé-kevésbé jól lokalizálható nagyméretű piroxénandezitkitörésekkel folytatódott. A Cserháthegység zömét fölépítő változó vastagságú piroxénandezitlávafolyásból, szubvulkáni telérekből, tufából és breccsiából álló piroxénandezitösszlet, meglehetősen egyveretű, üledékekkel meg nem szakított rétegvulkán sorozat, mely tengermenti, szárazföldi vulkáni működésre utal.

Csak a Cserhát délkeleti részében találunk egyes tortonai tengeri rétegösszletekben vékony andezittufát vagy molluszkás tufitrétegeket. Ezeket ID. NOSZKY a nagy kitörést megelőző kezdeti kitörésből származtatja, ami egyezik SCHAFARZIK föntebbi, törmelékszórással kezdődő, a rétegvulkáni működést jelző megállapításával. A riolit és az azt követő piroxénandezit vulkáni összefüggése, itt időben valószínűleg folyamatos vulkáni működést jelent. Térbelileg azonban a lokalizálható piroxénandezitvulkánok semmi esetre sem azonosak az ismeretlen helyű riolitvulkánokkal. Ez nem zárja ki azonban az interkrusztális magmafészek azonosságát olyan mélységben, ahonnan a különböző vulkáni csatornákig terjedő távolságból kiadódik a különböző kőzetfajtákig vezető differenciálódási lehetőség vagy területi elváltozás.

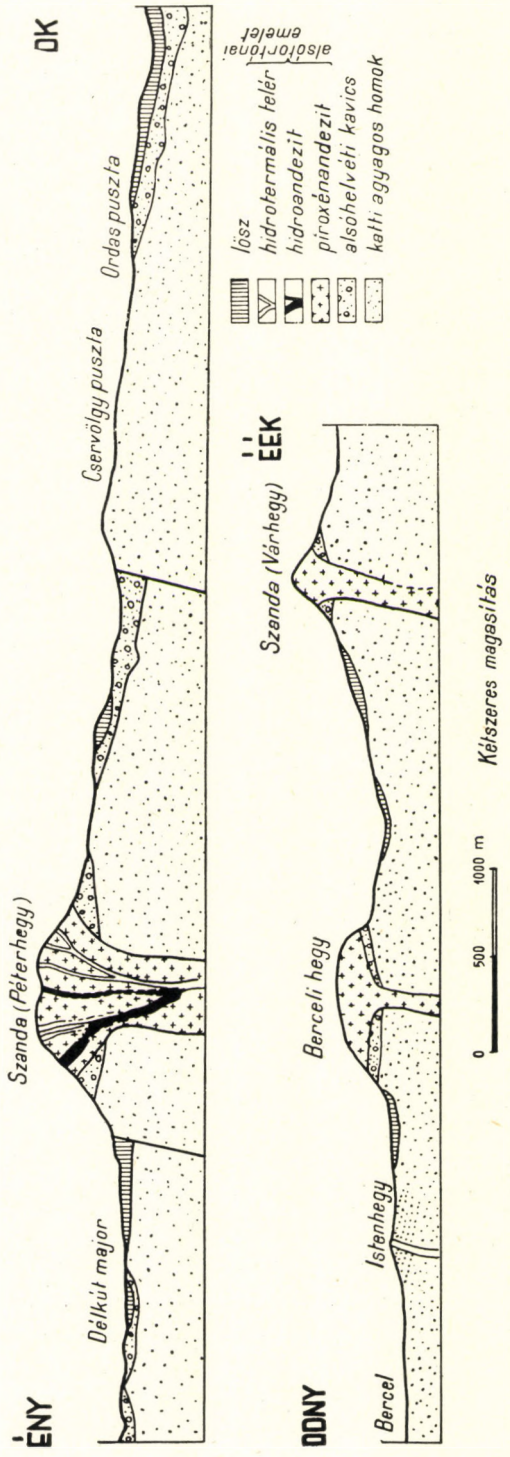


163. ábra. A berceli kőfejtő andezit oszlopai, Szandahegy (CSALAGOVITS I. felv.)

CSALAGOVICS ISTVÁN a cserháthegységi legnagyobb vulkáni területen végzett (1958) részletmegfigyelései szerint az andezitkitörés bázisos hígfolyós lávája leginkább vulkáni takaró vagy a lepusztított fedőrétegek alól előbukkanó hasadékvulkán és teléralak. A Szanda- és a Berceli hegy nagy hasadékvulkánjainak lávaanyaga transzvaporizációs, hidroandezites kőzetképződési jellegeket mutat. A hidroandezitképződés, SZÁDECZKY-KARDOSS értelmezése nyomán, az oligocén agyagösszlettel való érintkezéssel, hidrotermális hatással és ezekből következő epigenetikus bomlási folyamatokkal magyarázható (163., 164. ábra).

A Cserháthegység területére eső NyÉNy—KDK irányú telérhasadékok képződése a vulkanizmus folyamán a hasadékirányra merőleges húzóerő hatására vezethető vissza.

SCHAFARZIK nyomán ID. NOSZKY a piroxénandezit zömének kitörési idejét a tortonai emelet alsó részébe helyezi és rövidtartamú vulkáni működést állapít meg, mivel az andezitösszletre itt is felsőtortonai lajtamészkőkifejlődések települnek. A Dunai andezitcsoporttal való összehasonlításban úgy találja, hogy a cserháti andezitvulkánosság rövidebb tartamú volt amazoknál, mivel a Dunazug andezitcsoportban szárazföldi betelepülések, a Börzsöny csoportban pedig tengeri faunás betelepülések vannak az



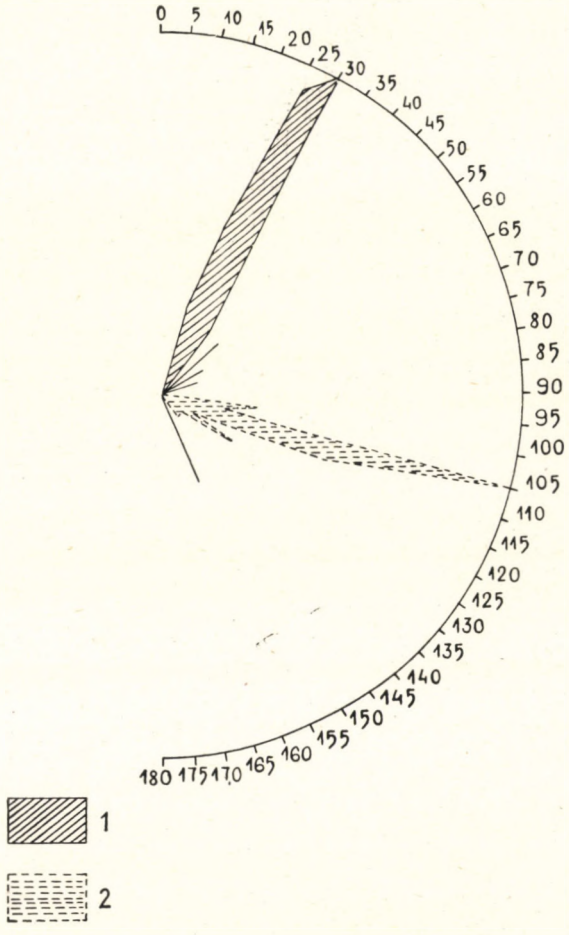
164. ábra. Cserháthegységi andezitvulkánok vázlatos földtani szelvénye (Csalagovits I. nyomán)

andezittufaösszletekben. Ezek azonban távolról sem bizonyítják az időtartambeli különbséget, hanem a megismétlődő kitöréseket jelzik, ami a Cserhátban is többszörös, legföljebb a közbetelepülések hiánya miatt kevésbé mutatható ki.

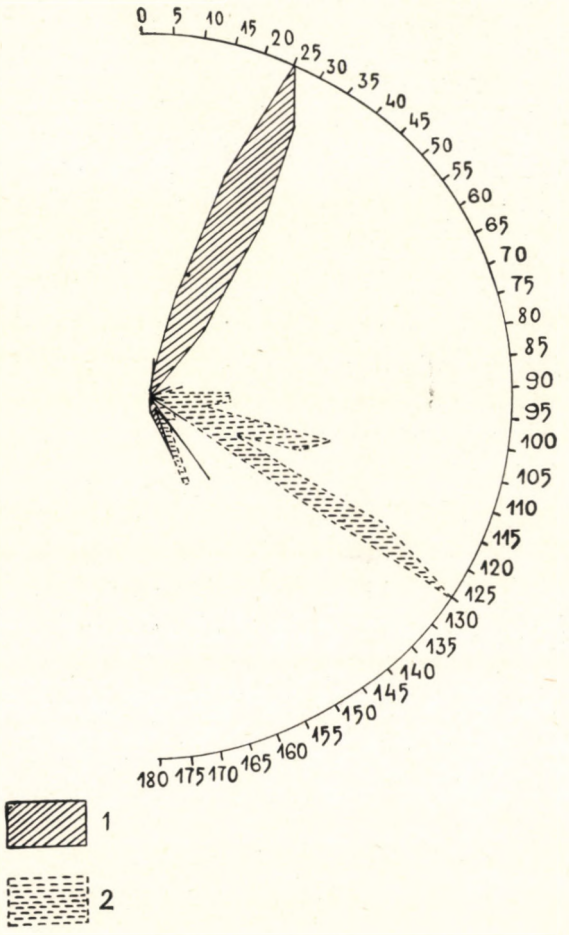
A piroxénandezitösszlet megjelenési formáiban Noszky megkülönböztetett két főtípust: *1.* a mélyebb térszínre süllyedt területeken kiömléses rétegvulkánokat, amelyek északon, az Ipolyvölgy felé hiányoznak; *2.* a kiemelt területrészeken, denudáció folytán felszínre került hasadékkitöltő teléreket, vagy vulkáni csatornakitöltésekre utaló andezitcsonkokat. A rétegvulkáni lávatakarók üveges—hólyagos kőzetanyagától eltérően, tömöttebb, kristályosabb szövetűek. A telérek egy-két méter vastagságtól 8—15 méterig terjedők, helyenként valóságos hasadékvulkáni jelleget öltve, 100—200 méterig szélesedők, legtöbbször nem álló, hanem ferde, különböző szög alatt hajlók. Elrendeződésük nagyjában a Cserhát északi, nyugati és távoldéli részére szorítkozik, ÉÉNy—DDK és közel Ny—K főirányokkal. Az utóbbiak a nyugati és déli telérvonulatok (Csörög), az előbbiek Nagyszécsény—Lócz körüliek. Több kilométer hosszúságban, morfológiailag legtöbbször folytatólagosan nyomozhatók, gyakran megszakításokkal és utólagos földarabolódással, vízszintes eltolódásokkal (165., 166., 167. ábra).

A nagyobb kiterjedésű rétegvulkáni összleteket Schafarzik és id. Noszky takaróknak említi. Ez a megjelölés csak morfológiai értelemben vehető, vulkanológiai tekintetben ezek nem vulkáni takarók, nem lávaárak, hanem több vulkánból származó rétegvulkáni összletek, egybefolyó különböző kiterjedt lávafolyásokkal.

A tortonai andezitvulkánosság érintkezéses, átalakító hatása, főként a telérek mentén, az áttört agyagos rétegekben (felsőoligocén és slir) pörkölődéssel, égetéssel észlelhető. Vulkáni utóhatásként tekintendő kovásodási nyomok, lencsék, gumók alakjában észlelhetők még az andezitösszletre települt, partközeli lajtamészkő rétegekben is. Ezek alján vagy helyenként ezeknek heteropikus laguna fácieseként mutatkozó kovás—diatomás édesvízi mészkőrétegek is ilyen eredetű melegvíz föltörést jelezhetnek, hidrokvarcit ki-

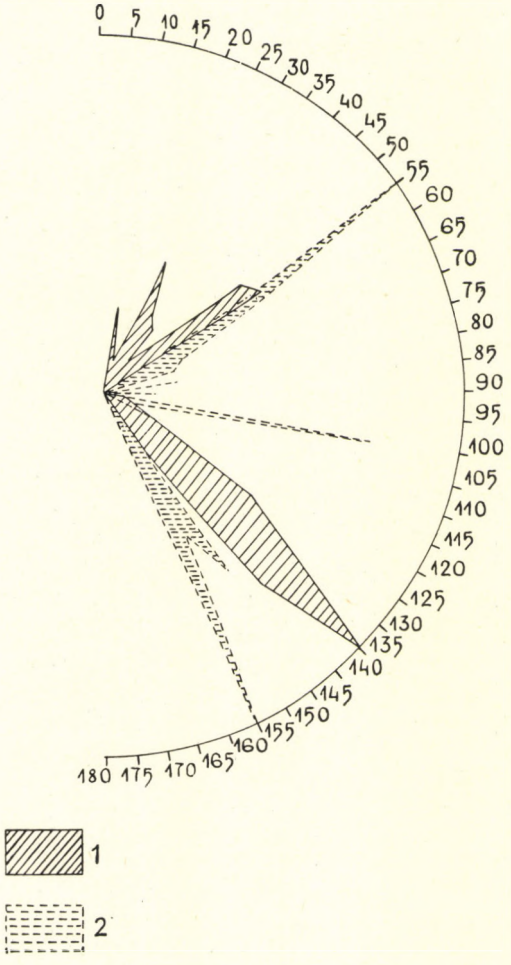


165. ábra. A nyugati Cserhát teléreinek és töréseinek irány-statisztikája (BALKAY B. szerint): 1. törések, 2. telérek



166. ábra. A középső Cserhát teléreinek és töréseinek irány-statisztikája (BALKAY B. szerint): 1. törések, 2. telérek

válásokkal. Ezek a nyugati széleken, a Börzsöny felé mutatkoznak (Szokolya, 282. old.). Ilyenek vannak még a szarmata összletben is, ahol a riolittufás rétegek megújult vulkáni tevékenységet jeleznek. A kovásítás és hidrokvarcitképződés nem jelent tehát szükségszerű befejező vulkáni utóhatást, hanem a vulkáni működés tortonai—szarmata emelet közötti szünetelő szakaszában történt folyamatosság bizonyítéka is lehet.



167. ábra. A keleti Cserhát teléreinek és töréseinek iránystatisztikája (Balkay B. szerint): 1. törések, 2. telérek

A szarmata emeleti tufarétegek a Cserháthegységben is a miocén vulkánosság harmadik riolit szakaszát képviselik. Ez Noszky szerint a szarmata mészkőrétegek közé települt vékony riolittufarétegekkel és a mészkő anyagában is mutatkozó sok biotittal és bomlott tufaanyaggal ismerhető föl. Ezek anyagban, megjelenésben és szintben azonosak a Budai hegység bentonitosodott tufarétegeivel. Alsószarmatának minősített mészkőösszleti helyzetük szerint távoli kitörésből származó, a szarmata tengerbe hullott anyag (hidropiroklasztit).

A Cserhát területén, Noszky szerint, a felsőszarmata szárazföldi durva kavics—konglomerátumösszletben is vannak jelentősebb, néha 10—20 m vastagságú riolittufarétegek. Ezek a miocén vulkánosság felső riolittufájának felelnek meg, rétegtani helyzetük és változó vastagságuk szerint szárazföldi fölhalmozódásban. Noszky homokos riolittufitot is említ Sámsonházán, ahol csonttöredékeket gyűjtött belőle. Ez a szarmata szárazföldi összlet folyóvízi, esetleg időszakos állóvízi részlegét jellemezheti. A riolittufa anyagszórás a szarmata emelet egész tartama alatt folyamatos lehetett, egyenletes, egynemű anyaga állandó működésű, távoli vulkánra utal. Noszky az ezzel kapcsolatos szárazföldi, idegen eredetű gránit-, kristályos pala- és gneisztörmeléket a déli vagy északi kristályos őshegységből származtatja. A vulkáni anyagot azonban egyszerűbbnek látja a kavicsanyaggal együtt, a déli „őspannóniai szárazulatról" származtatni. A rétegtani tárgyalásban kimutattuk, hogy a Börzsönyhegység keleti és északi részén a helvéti durva kavicsrétegek és a szarmata kavicsösszlet anyaga és tovább keletre, az északi országhatár mentén, a Mátrában és a Bükkhegységben is nyomozható szárazföldi szarmata összlet kavicsanyaga, sőt andezittömbjei is északról, a Vepor- és az Osztrovszki hegységből ered. A riolittufa sem származtatható dél felől, mert az ottani medencealakulatban eddigi ismereteink szerint hiányzik. Az egész országra kiterjedő, kelet felé fokozódó vastagságú riolittufa leginkább az ország keleti részén, a Bükkalján, valamint Tokajvidéken levő vulkáni központból származtatható.

A cserháti szarmata rétegekben különböző riolittufaszintek a vulkáni működés tartósságát, folyamatosságát bizonyítják a szarmata emelet egész tartama alatt. Amennyiben a vulkáni kitörési központ az említett keleti részeken igazolható, az onnan származó tufaanyag finomságából és távolra szállításából nyugatra irányuló állandó légmozgásra is következtethetünk.

Összefoglalva, közvetlenül a Cserháthegység területére eső vulkáni működés csak a tortonai vulkanizmus főidejében mutatható ki. A többi vulkáni anyag nem föltétlenül erről a területről származó piroklasztit. A tortonai vulkánosság a stájer hegységképző szakasz befejező, kiemelkedő mozgásaiból eredő törések mentén történt.

A Mátrahegység

A Mátrahegység miocén vulkánossága a Cserháthegységgel azonos jellegű, sok tekintetben annak központi területéül tekinthető. A vulkáni összlet a Mátra fedőhegységének zömét szolgáltatja s területi összefüggésben a vulkáni vonulaton belül, legkiterjedtebb. Szádeczky-Kardoss és munkatársainak most készülő alapvető tanulmányáig vulkánosságát Mauritz kőzettani és id. Noszky összefoglaló földtani leírásából ismerjük. A Mátra területén a vulkáni összlet, Noszky szerint, 400—500 m, nyugat felé az összefüggésben levő Cserháthegységben felére csökken és tovább fokozódóan elvékonyodik.

A Mátrahegység nagy vulkánossága, a középsőmiocénben, az alsóhelvéti emeletbe sorolt nógrádi kőszénösszlet alján, vezetőrétegként tekinthető riolittufával kezdődik. Ez az alsó riolittufa, mint a rétegtani ismertetésben említettük, kőzettanilag változatos, finomszemű, egynemű, tömött vagy durvaszemű, nagy biotitszemes, sokszor horzsaköves. Homokos—agyagos betelepülések, tufitos rétegek, kovásodások is vannak benne, helyenként riolitbombákkal. Többnyire rétegzetlen, szárazföldre hullott, másutt sekélyvízben lerakódott, bentonitosodott, növénylenyomatokat, kőszéncsíkokat, szenesedett fadarabokat tartalmaz. Id. Noszky szerint nyugaton szárazföldi, keleten vízi lerakódás. Eredetileg is egyenlőtlen vastagságából már a keletkezés szárazföldi időszakában is sok lepusztult, úgyhogy mai elterjedése hézagos, a rétegösszlet folytonosságából sok helyen hiányzik. Nyugat felé Cserháthalápig nyomozható, kelet felé sok kihagyással, a kőszénösszlet fekvőjében, a Mátrán túl, Ózd—Királdig, a Sajóvölgyben Kurittyánban, Dubicsány mélyfúrásaiban és Parasznyáig megtalálható. Rétegtanilag mindenütt a denudált katti emelet rétegeinek felső határát jelzi.

Föltűnő, hogy a Nógrád—Heves—sajóvölgyi kőszénösszlet alsóhelvéti szárazföldi fekvő sorozatába sorolt alsó riolittufaszintnek megfelelő lávafolyást az ország egész területén felszínen nem ismerünk. Noszky a kitörés központját délen, az Alföld lesüllyedt peremén föltételezi. Valószínűleg távolabbi, kizárólag törmelékvulkánok lehettek, amelyek már a középsőoligocén végétől kezdődően időszakonként csak finom szórt anyagot szolgáltattak. A Mátrahegységben, a Veresvár, Fehérkő, Hegyeshegy, Veresagyagbérc dácitvulkánok, rétegvulkáni jelleggel; a tortonai andezitösszletet megelőző, a börzsönyhegységi biotitamfibolandezitot is megelőző, nógrádi dácittal és az ezzel azonos alsóhelvéti pilisi dácittal egyidejűek. Ez a kitörési szakasz a helvéti emelet egészére kiterjedő lehetett. Vulkáni szórt anyaga a helvéti—tortonai határig, a slir felső részében általánosan nyomozható riolit—dácittufa (középső riolittufa).

A miocén vulkáni összletben folytatólagos képződésű riolittufa a helvéti emelet felső részében a slirösszletre települ, illetve a slir felső tagozatában is, már vékony rétegekben közbetelepülve mutatkozik. Finom szórt anyaga a slir felső rétegeiben, tufitszerűen is észlelhető. Ez a helvéti—tortonai határig terjedő középső riolittufa, mintegy a slirösszletből fejlődik ki, a miocén elejétől kezdődő riolitvulkáni működés folytonosságával. Ennek a helvéti riolitkitörésnek helyét sem ismerjük. Általános nagy elterjedése

a Dunántúl fölismert szekszárdi, s újabban nagyszokoli helvéti riolitvulkáni központra nem vonatkoztatható. A felsőhelvéti—alsótortonai riolittufa főként a Mátra északi részében általános elterjedésű, néhol 50—60 m vastagságban is. Nyugat felé elvékonyodik, dél felé a piroxénandezitösszlet elfedi. Keleten, a Bükkhegység fedőhegységére átterjed, helyenként közvetlenül a karbon szigetekre települt, amelyekről az oligocén rétegek megelőzően már lepusztultak.

A Mátrahegység miocén vulkánosságának zöme a nagy kiterjedésű piroxénandezitösszletből áll. Mauritz a túlsúlyban levő piroxénandeziton kívül szegélyfácieskénti piroxénbiotitandezitet és a riolitba átmenő savanyú piroxénandezit fajtákat különböztetett meg. Az utóbbiak megerősítik a többi vulkáni területen megállapított kitörési sorrendet, a bázisostól a savanyú fajták felé. Ezt a kőzettéválási fokozatot azonban nem az időrend, hanem sok más tényező is befolyásolja (lávaömlés módja, helye, kihűlési környezet), aminek eredményeit Szádeczky-Kardoss E. vezetésével készülő alapvető vulkanológiai tanulmány nyomán az alábbiakban összegezzük.

Id. Noszky Jenő megállapítása szerint a Mátrában a lávaanyag túlsúlyban van a vulkáni törmelékkel szemben. A Dunazug csoportban ennek ellenkezőjét találtuk. Ez a Mátra vulkánjainak működési különbségét és a lepusztulás különbözőségét jelenti. Az egész andezitösszlet túlsúlyban levő lávafolyások, tufa-, breccsia-, agglomerátum váltakozásából áll, a kőzetanyagoktól függő változatos morfológiával. Kőzettani alapon is valószínűsíthető két lávaárral. Eredeti vulkáni formák nem ismerhetők föl, többnyire alapjukig lepusztított vulkáni roncsok, tömzsök és telérek, földarabolt fennsíkszerű lávatakarók és rétegvulkán részletek. Ilyenek a kitörési központokul tekinthető nagyobb magasságú Muzsla, Ágasvár, Kékes, Galya is. A tömzsökben és telérekben néha táblás és oszlopos elválás is mutatkozik. A tufa és breccsia különösen a hegység déli részében alárendelt. Noszky a Karancs és a Sátoros andezitjét, periklinális szerkezetük alapján, lakkolitnak minősíti. Fölöttük még a helvételeji kőszénösszletet és annak fedőrétegeit is föltételezi, amelyek a szarmata és pannóniai emeletben nagyméretű szárazföldi lepusztulási időszakban denudálódtak.

A Mátrahegység andezitvulkánosságát egységes új vulkanológiai és kőzetgenetikai megvilágításba helyezték a Szádeczky-Kardoss vezetésével nagy munkaközösségben végrehajtott vizsgálatok. A Mátrahegység az Aetnát meghaladó nagyságú, mészalkáli rétegvulkán, egyetlen késői beszakadásos óriáskaldera szerkezetalakulással. Viszonylag kevés eredeti állapotú, jellegű és szövetű piroklasztittal, túlnyomólag sokféle módon és alakban elváltozott lávaképződményekkel. A Mátra mai alakját és kiterjedését É—D és K—Ny irányú peremtörések határolják, középen a darnói átlós (45—225°) diszlokációs övvel, a gyöngyösoroszi kaldera-peremi és a Sasvár körüli határszakasszal. A mátrai vulkáni működés négy szerkezeti irány mentén történt: *1.* A hegység déli részén húzódó ÉK—DNy varisztid irány (Balaton—Tokaj vonala). *2.* Nyugaton a Cserhát K—Ny (105—285°) és erre merőleges telérirányai. *3.* Északnyugaton a Salgótarján vidéki, helvéti barnakőszénterület 150—330° és erre merőleges törésrendszere. *4.* Északkeleten az oligocén—miocén határ 30—210° irányú diszlokációs öv, aminek mentén a nyugati, magasabb helyzetű, ópaleozóos gránitmagvú kristályos vonulat (Veporida) és a keleti, mélyebb helyzetű újpaleozóos—mezozóos bükkhegységi vonulat érintkezik.

A miocén vulkánosság, a helvéti—tortonai és szarmata emeletben több szakaszban megkülönböztethető kőzetfajtákkal, folyamatosan működött, riolit (dácit) és andezit kőzetösszletekkel. A vulkáni működés a helvéti emelet alján szárazulati riolittufával (alsó riolittufa) kezdődött, helyenként dácittufával, kovásodással és bentonitosodással. Ez az agyagosodott tufabetelepülés a salgótarjáni kőszéntelepben is észlelhető, vékony meddő, kiékelődő rétegben.

A riolittufa folytatólagosan nyomozható a helvéti emelet egészét kitöltő tengeri slirösszletben, több rétegben (50—150 m) helyenként plagioklász- és hiperszténtartalma nyomán, dácit jelleggel (középső riolittufa). Alsó része 20—30 m kovásodott, agyagosodott (alsó riolittufa), majd 60 m slirösszlet után 120 m horzsaköves riolitot és andezitbombát tartalmazó riolittufa és tengeri tufit, fehér márgával, a tortonai emeletbe is átmenő helyzettel.

A tortonai emelet andezitösszlete Szádeczky-Kardoss részletes magmagenetikai elemzése nyomán három vulkáni szakaszt képvisel, alsó, középső és felső megkülönböztetéssel. Az alsó andezitösszlet fehér pszeudoagglomerátummal és pszeudotufával kezdődik, majd 40 m, részben tengerbe ömlött tufaagglomerátum és lávaagglomerátum és 40 m hipomagmás lávafolyás tartozik ide.

A középső andezitösszlet 200 m vastagságot meghaladó csoportjába több lávafolyásból származó, különféle elváltozású kőzetváltozatok zöme tartozik. Főbb kifejlődési fajták: kloroandezites—propilites, kaolinos hidroandezit, utóvulkáni szilikohidroandezit, karboandezit, mandulaköves, hólyagos andezit (kürtőjelleg), szulfoandezit. Idetartozik a kovásodás (kalcedon, jáspis) legnagyobb része. Mindezek a hipomagmás, endometamagmás, kloroandezites, kürtő jellegű, szilikoandezites, valamint a késői, kis hőfokú, felszálló és leszálló oldatok nyomán pszeudoagglomerátumos és montmorillonitos elváltozások, a középső andezitösszlet lávafolyásainak kiömlése után keletkeztek. Esetleg a vulkáni kitörések szünetelési szakaszait jelzik.

Az alsó és középső andezitösszlet keletkezése a tortonai emelet alsó kétharmadát kitölti, az andezitvulkánosság nagyobb tömegével.

A középső andezitösszlet csoportjába sorolhatók az andezittelérek is. A Mátra északi és északkeleti részén, 200—400 m térszíni magasságban, oligocén—miocén denudációs felületeken, 105—285°, 120—300° cserháti és 150—330° salgótarjáni irányú, kisebb kristályosodási fokú, szubvulkáni részletek a nagyobb lávaömlést követik. Ugyancsak a Mátra északi részén 400—700 m térszínen, elszórt foszlányokban találhatók a slirbe települt egykori karboandezit teleptelér részletek is (Somhegy, Rákhalom, Pálbikk, Csákánykő, Györketető).

A felső andezitlávacsoport túlnyomóan friss, ortomagmás, tömör, az előzőknél kissé bázisosabb kőzetfajtákból áll. A hegység keleti felében nagy pszeudoagglomerátumösszlet kettéosztja. Mikroandezites lávafolyás, felső pszeudoagglomerátum, felső andezitlávafolyás, pszeudoagglomerátum- és pszeudotufaösszlet, majd augitos, részben bazaltos andezit tartozik ide. A sávos biotitos piroxénandezit, erős (30—80°) lejtőszöggel, a rendesnél valamivel savanyúbb fajta, a felső andezitlávacsoportot áttöri, fiatalabb, esetleg a Kishegy riolitjával azonos lehet.

Az andezitösszlet sorának legfiatalabb képződménye a Kékes alatt lokálisan észlelt dácit. Ezzel egykorú a Mátrában felszínen két helyen észlelt kálitrachit. Ezeknek földtani kora a tortonai—szarmata emelet határára, területi összefüggés szerint a sajóhidvégivel azonosan az alsószarmata kezdetére tehető.

A Mátrahegység miocén vulkánosságának példamutató, elemző vizsgálatából földtani összegezésül az a megállapítás adódik, hogy a helvéti emeletben riolitos jelleggel induló vulkáni működés andezitösszlete a tortonai emeletet jellemzi, s annak zárótagjaként jelentkező savanyúbb riolit—dácit a szarmata emeletbe vezet át.

A piroxénandezitösszlet rétegtani helyzetét, az eddig tárgyalt Dunazug csoporttal és a Mátrával összefüggő cserhátival azonos módon, azokénál még határozottabban, a helvéti slir fekvőrétegek és a fedőben levő tortonai lajtamészkőkifejlődés, a tortonai emelet alsó részében pontosan rögzíti. Kétségtelenül igen nagyméretű vegyes vulkáni működés volt ez, változó kitörési energiával, hatalmas lávafolyásokkal, alárendeltebb törmelékszórással. A nagy területen lefolyt, földtanilag egyidejű andezitösszlet nyilvánvalóan nem egy központi vulkánkráterből származik, még kevésbé lehet monogén eredetű. Sok, megkülönböztetés tekintetében a példamutató vizsgálattal részletezett kitörés, más-más módon és méretben megismétlődően történt működésével lehet számolni, de ezek között lehettek monogén kürtők is. A piroxénandezitvulkánosság nem szorítkozik csak a lajtamészkő előtti alsótortonai emeletre, az egész tortonai emeletet kitölti. A lajtamészkőösszletben vékonyabb andezittufarétegek, sokszor tengeri faunával mutatkoznak, tufitos jelleggel is. Ezek az andezitvulkánosság felső szakaszának törmelékszórással záruló folytatását jelzik. Egy részük bemosott tufaanyagú tufás réteg. A lajtamészkő homokos kifejlődésében gyakori a megelőző andezittufa anyagának lepusztított törmeléke is. Id. Noszky a lajtamészkő közé települt riolittufarétegeket is említ. Ezt ismerjük Sopron vidékén, a Mecsekhegységben (Hidas) és a bakonyi tortonai rétegösszletekben is (Várpalota, Szentgál). Ezek a szarmata emeletben indult új vulkáni kitörési szakasz előjelei, de lehet a tortonai andezitvulkánosságot folytató, szarmatába átnyúló savanyú zárószakasz. Noszky szerint a piroxénandezittufarétegek a lajtamészkőben (Meszestető, Mátraszőlős) néhány deciméter vastagságúak. A riolittufa főként törmelék, sok horzsakővel és biotittal, ami a megelőző riolittufarétegek lepusztításából is származhatik.

A Mátrahegység keleti szélén már a régi irodalomból ismert, bányászattal föltárt és újabban ismételten vizsgált Recsk körüli Lahócahegy biotit—amfibolandezitből és tufából áll, vulkáni működéssel összefüggő ércesedéssel (Recsk), alunitos—kaolinos hidrokvarcittelérekkel és kovafészkekkel. Id. Noszky szerint rétegvulkáni alakban mutatkozik. Rozlozsnik és Schréter ezt a kitörést az oligocén aljára, a lattorfi emeletbe helyezi. Az amfibolandezittel kapcsolatos glaukonitos—homokos, nummuliteszes rétegeket a bartoni emeletbe soroltuk, így az amfibolandezit kitörése felsőeocénnek látszott.

Pantó legújabb ércgenetikai vizsgálatai szerint, a Recsk és Parád körüli biotitos amfibolandezit rétegvulkáni alakulat, látható kürtőkitöltés nélkül. Több, legföljebb 30 m vastagságig terjedő lávafolyással váltakozó, egyenlőtlen tufarétege fölismerhetően É és D irányú düléssel mutatkozik. A lahócai ércesedés fedőtufája utólagos „különleges elváltozásával" finomszemű „kékpala" szint keletkezett. A „kékpala" kékesszürke, kagylóstörésű, nem palás kőzet. Pala megjelölése a bánya vágatfalain észlelhető leveles elválásból ered. Anyaga gélszerű kaolinit, finom eloszlású pirittel. Egyik mélyfúrás szerint, a Lahóca vulkáni képződménye a 220 m tengerszint alatt elért ladini emeletbeli radioláriás kovapala alaphegységre települt. Az ércesedés szabálytalanul elosztódott tömzsökben, főként enargitból és piritből áll.

A recski Lahóca biotitamfibolandezitösszletével Derecske körül, eddigi irodalmi adataink szerint felsőeocén glaukonitos—homokos, nummuliteszes rétegösszlet kapcsolódik, konglomerátumszerű andezitkavicsokkal és törmelékkel. Az amfibolandezitösszlet több lávafolyással váltakozó, egyenlőtlen vastag tufarétegből alakult rétegvulkán, a fedőtufa különleges pirites, kaolinites elváltozásával („kékpala"), ércesedéssel, alunitos—kaolinos hidrokvarcittelérekkel és kovás fészkekkel. Pálfy Mór szerint a recski Lahóca „fedőtufa, kékpala, földes breccsiából" álló, hármas tagozatú összlete ÉNy—DK tengelyű antiklinálisnak, utólag egyes „bubokra" tagolt alakulata. Varrók Kornélia vizsgálatai szerint nem rétegvulkáni alakulat, hanem több, egyidejű lakkolitszerű, monogén

vulkánból áll. Az ércesedés oligocén utáni, szerkezeti hasadékok mentén, teléres kitöltés, breccsiásodással (álagglomerátum), epitermális, metaszomatikus impregnációval. Az újabb mátrai, egységes vulkanogenetikai vizsgálat az ércesedést, a különleges tufabomlást, hidroandezitet és szilikoandezites szubvulkáni alakulatot transzvaporizációs folyamatnak és miocén korúnak tartja (Szádeczky-Kardoss—Varrók).

Varrók a derecskei eocén rétegösszlet rétegeinek részletes kőzetmikroszkópos vizsgálatával megállapította, hogy a transzvaporizációs elváltozású biotitamfibolandezit az eocén rétegek hajszálrepedéseit is áthatva kitölti, tehát eocén utáni. Vizsgálatai szerint az eocén alapbreccsiájának tekintett képződmény ugyancsak elváltozott andezitanyagba zárt eocén törmelék. Ezt a recski Lahóca andezitösszletére vonatkozó megállapítást megerősítik a még folyamatban levő salgótarjáni (Gedőcz puszta) mélyfúrás adatai. Ez a katti rétegösszletben indult vízkutató fúrás 1347—1370 m mélységben (23 m vastag) nagykristályos, kissé préseltnek tűnő plagioklászkarbohidrodácit-telért harántolt s utána sötétszürke gyér foraminiferás, megpörköltnek látszó agyagpalában folytatódott, amiben 1539—1614 m között gránátos—pirites biotitamfibolkarboandezit mutatkozott, majd továbbra is a megpörkölt, rupéli agyagpalában haladtak újabb andezittelérek harántolásával. Ezek közül az 1806—1814 m közötti ugyancsak gránátos biotitamfibolandezitnek, az 1890—1909 m közötti pedig (19 m) amfibolszilikoandezitnek bizonyult. A még befejezetlen mélyfúrás eddigi adatai kétségtelenül arra utalnak, hogy itt az oligocén rétegösszletben benyomult, valószínűleg helvéti szubvulkáni alakulattal van dolgunk lakkolit és telér alakban (a 75 m vastag karboandezit nyilvánvalóan lakkolit), jellegzetes transzvaporizációs elváltozással. Ezzel azonos keletkezésű a recski Lahóca, valamint a Karancs amfibolandezitje. Az utóbbi körül a hasonlóan megpörkölt sötétszürke, az osztrák átnézetes térképezés során karbonnak minősített oligocén agyagpalarétegek is észlelhetők.

A mátrai andezitvulkánosság utolsó szakaszában hidrotermális képződmények, É—D csapású, szulfidos érctartalmú (szfalerit, pirit, markazit) kvarctelérrendszer (Gyöngyösoroszi) képződött. Ezek a kvarctelérek a már megmerevedett andezitben szerkezeti törések mentén keletkezett hasadékokat töltenek ki. A föltörő forróvizes oldatok hatására az andezit is erősen kaolinosodott.

A mátrai ércesedés, a Szádeczky-Kardoss vezetésével készült elemző vizsgálat szerint, a gyöngyösoroszi és lipóti részen, a vulkáni beszakadás központi részének nyugati oldalán, a hidroandezites—kaolinites övben mutatkozik, túlnyomólag epitermális ásványtársulással, nagyjában É—D csapású telérekkel, amelyekhez északnyugaton 105—285°, északkeleten K—Ny (75—255°) irányú telérek csatlakoznak. Átlagos 400—500 m hosszúságban, 1—2 m szélességgel. A telérek szétágazódva, elmeddülve végződnek. Az ércesedés szakaszos módon történt, a pszeudoagglomerátumos elváltozást követi. Keletkezési ideje a középső andezitlávacsoport képződése után, a felső, bazaltos külsejű andezit kiömlése előtti szakaszra esik.

Az ércesedéssel egykorú a kovásodás különböző alakja: *1.* sziliko-hidroandezit, az ércesedés közelében. *2.* Kvarcittelér (Asztagkő). *3.* A Mátra déli szélén K—Ny irányú jáspis—szarukőkiválások. Az utóbbiak irányába esik az ismertetett Gyöngyöspata—szurdokpüspöki kovaföld medence, a Mátra K—Ny irányú, beszakadási magmaszerkezeti főtengelyében, amelynek vonalában van a gyöngyössolymosi riolit- és a gyöngyöstarjáni piroxénes biotitandezitkitörés is. A gyöngyössolymosi Kishegy riolitja áttöri a hidroandezites, pszeudoagglomerátumos, pszeudotufás felső andezitcsoportot. Felső része finomsávos, folyásos szövetű. Kitörése szarmata emeletbe esik. Hasonló korú a lőrinci Mulatóhegy riolitja, amely a felső piroxénandezit határán levő felső riolittufát is áttöri.

A Mátra nyugati részén hasonló hidrokvarcit üledékek 10—20 m vastagságban, térszínileg is feltűnő alakban mutatkoznak. Ezeket id. Noszky geizirműködésre vezeti vissza, likacsos—sejtes kőzetanyagukat geiziritnek mondja. A geizirműködést igazolni

nem lehet, a hévforrásjelleg azonban kétségtelen, és szorosan kapcsolódik a vulkáni tevékenységhez. Ugyanide tartoznak a lajtamészkőösszlet zárórétegeiben, a diatomás kovaüledékekben mutatkozó barna és sárga májopálszerű, gumós-lencsés, kiékelődő betelepülések is. Ez a májopálszerű képződmény, helyenként az andezitbreccsiában fészkek alakjában, a jobbágyi andezitben Noszky szerint repedéskitöltő telérekben található. A hidrokvarcit általános kísérője a tortonai andezitvulkánosságnak az emelet végén, a szarmata határán. Megvolt Budapest-Rákoson is a gyöngyöspatai kovaföld—hidrokvarcitrétegösszlet, amit azonos rétegtani helyzetben, a tortonai emelet zárótagjaként a Dunántúl is ismertettünk (Szentendre, Várpalota). Sz. Hajós Márta részletes vizsgálatai szerint a szurdokpüspöki—gyöngyöspatai kovaföldösszlet az andezittufa és agglomerátum egyenetlen felszínére diszkordánsan települt, riolittufával elválasztott kettős tagozatból áll. Alsó tagozata édesvízi, laguna jellegű, nagyalakú kovamoszatokat tartalmazó diatomitpalaösszlet. A közbetelepült riolittufa fölötti tagozat pedig tengeri jellegű kovamoszatokat tartalmazó rétegösszlet, közbetelepült meddő, homokos andezittufás rétegekkel, pereiraiás zárórétegekkel. A riolittufa helyzete itt kétségtelenül a tortonai emelet felső határára rögzítődik. Nem tekinthető a felsőhelvéti—tortonai határon észlelhető „középső riolittufa" közvetlen vulkáni folytatásának. Rétegtani helyzete szerint a közbeeső mátrai nagy andezitvulkánosság időtartamát a tortonai emelet végével pontosan lezárja, és a szarmata szárazföldi szakaszban nagymértékben lepusztult.

Hegységképződési viszonylatban a Mátrahegység erőteljes tortonai vulkánossága a stájer mozgási szakasz végén szinorogén kiemelkedéssel, illetve függőleges irányú fenékingadozásokkal kapcsolódik. A Keleti Alpok szegélyén mutatkozó gyűrődést és a kárpáti flisöv főgyűrődési időszakát követően a magma a megmerevedett előtér mélyreható törésein megnyílt hasadékokon a felszínre nyomult. Föltűnő, hogy a vulkáni öv magyarországi részén a tortonai vulkánosság a Mátrahegység területén legerőteljesebbnek bizonyul. A keletnógrádi andezitfajták (Karancs és Sátoros) id. Noszky szerint közelebb állnak a szlovákiai Osztrovski és a kárpátukrajnai Vihorlát csoportjához, mint a cserhát- vagy akár a mátrabeliekhez. Ezeket a vulkánossági árnyalati különbségeket kéregszerkezeti okokra, a mélyben rejlő kéregaljzat eltérő helyzetére, esetleg összetételére és a vulkáni fészkek különbségeire vezethetjük vissza, amit Kiss János Nagygalya—Nagylipót—Aranybányafolyás közötti területen végzett összehasonlító kőzet- és ércesedési vizsgálatai igazolnak. Ezen a területrészen, a Szádeczky-Kardoss-féle hipo- és metavulkanit csoportban, települési helyzet szerinti kőzetalakulásokat különböztet meg: lávapadok, kúpok, takarók, telérek, kovásodott andezitfészkek, a helvéti riolittufában apofiza alakban és hidrotermális kőzetváltozatokkal (endometavulkanit). Az ércesedési felszíni és geokémiai vizsgálatok szerint a Mátrát keleti (Recskvidék) és nyugati (Gyöngyösoroszi) területre osztjuk. Ezek elemi összetételben azonosak ugyan, mennyiségileg, ásványparagenetikai és időbeli alakulásban eltérők. A keleti Mátra érces öve : Parád-Sasvár—Parád—Recsk—Darnó vonal területe, mélyebben levő mezozóos—paleozóos bükkhegységi alaphegységi aljzattal, bázisos magmához kapcsolódó paleogén vulkanit ércesedéssel. Határvonala Recsktől nyugatra—Gyöngyös közötti ÉK—DNy irányú darnói vonal.

A nyugati Mátra érces vonulata erre a darnói vonalra harántirányú ÉNy—DK hasadékrendszer, amelynek fiatalabb vulkanitjai savanyú—neutrális magmához kapcsolódó ércesedések. Ez a nyugatmátrai terület, a gyöngyössolymosi riolit gránitzárványai szerint, savanyú magmatitos, ópaleozóos aljzatú (Vepor). Mindkét érces öv a két különböző alaphegység-aljzat idősebb ércesedésének a harmadidőszaki vulkanitok útján regenerált származéka.

A földtörténeti ismeretekből a Mátrahegység északi szélén, a szlovákiai határ felé egy a helvéti emeletig fölszínen levő kristályos alaphegység vonulatot lehet föltételeznünk, a Veporhoz kapcsolódó varisztid részletként. Ez a varisztid tönkhegység a Kárpátok miocén gyűrődésében már merev tömbként csak jelentős törésekkel vett

részt, s a Balaton—Miskolc vonalában már meglevő hatalmas diszjokációs övig terjedő töréshálózatot létesített. Ez a törési hálózat, északkelet felé nagyobbfokú összetorlódást hozott létre, míg a Mátrában és attól nyugatra is a déli előtér dilatációs mozgásokra nagyobb lehetőséget adott. Ezzel a mozgási különbséggel más-más vulkáni fészkek megnyitása lehetővé vált, és az azokból fölnyomuló vulkáni termékek eltérő alakulására és kitörési módjára is lehetőség nyílt. A Karancs andezitjében sok kristályos kőzetzárvány a kristályos alaphegység-aljzat jelenlétére vonatkozó föltevést alátámasztja.

A szarmata emeletben a Mátrahegység területén, főként annak szelein mutatkozó csökkentsósvízi, édesvízi és szárazföldi üledékek között riolittufarétegek újraindult vulkáni szakaszt jelentenek. Az ország eddig tárgyalt más területein, a Dunántúlon is nyomozható szarmata riolittufán kívül a Mátrában már riolit is rögzíti a vulkáni működés helyeit is (Lőrinczi, Gyöngyössolymos). Mauritz Béla dácitra vagy plagioklászriolitra emlékeztetőnek említi ezeket, Vendl Aladár szerint kristályos felzites, üveges alapanyagú riolit. Mauritz, majd id. Noszky kétségtelenül megállapította a piroxénandezitösszletet áttörő, annál fiatalabb korát. Kitörését alsószarmata emeletre teszi. Ehhez kapcsolható az andezitösszletet lezáró, említett, tortonai emeletvégi riolittufa is.

A Mátrahegység nyugati, déli és keleti szélén Noszky mutatta ki a kristályos hegységből és a távoli gránátos —biotitos amfibolandezitből származó durva és óriáskavicsból néhol köbméteres kőzettömböket is tartalmazó homokos—kavicsos konglomerátumot, zöldesszürke és sárgás növénylenyomatos agyagrétegekkel, kovásodott farészletekkel. Ezt a szárazföldi rétegösszletet felsőszarmatába (szerinte meoti emelet) helyezi. Ebben az összletben, több helyen vastag, finomszemű, tömött riolittufarétegek vannak. Nem átmosott jellegűek, tehát a riolitvulkáni működést a szarmata emeletben mindvégig terjedően igazolják. A szarmata riolittufa kelet felé, a Bükkhegység fedőhegységében és Tokaj vidékén nagyobb vastagságban és általános elterjedésben, a „felső riolittufa"-összletet képviseli.

A szarmata riolitvulkánosság túlnyomólag általános elterjedésű szárazföldi tufaszórás volt. Vulkáni központja, mint a régebbi riolittufaösszleteké is, bizonytalan. A mátrai néhány riolitáttörés nemcsak valószínűsített alsószarmata kora miatt, hanem mennyiségi tekintetben sem lehet az egész szarmatára kiterjedő riolittufa szolgáltatás központja. Ezek inkább csak a riolitvulkáni működésnek kismérvű bevezetői, a gázban dús magma kis részletének hosszú ideig tartó lassú, egyszeri fölnyomódásával. Ez a vulkáni kezdet csak utat nyitott a gázfeszültséggel telített, kitörésre kész, nagy mennyiségű szívós—nyúlós riolitolvadéknak, amely kevés és szűk járaton keresztül, a gázfeszültség állandó nyomása alatt folyamatosan, horzsaköves és finom vulkáni porszolgáltatással tört felszínre. Ebből a vulkáni működési módból következik a vulkáni utóhatások kisebb mértékű megnyilvánulása is. Id. Noszky a szárazföldi szarmata összletben hidrokvarcitot, kovásodott fatörzseket, elkovásításokat „geizirféle" tevékenységre vezette vissza.

A szarmata riolitvulkánosság kéregszerkezeti kapcsolata nem fűződik orogén szakaszhoz. Határozott kiemelkedő epirogén mozgások idejére esik, aminek szerkezeti formaelemeit nem ismerjük. Ebben a szerkezetet nem változtató mozgásban mutatkozik az igazi epirogén jelleg. Ez is hozzájárulhatott új hasadékok, csatornák hiányában a savanyú magma differenciálódásához és a fölszaporodó gázok feszítőerejének aktiválódásához. Ebben az értelemben a riolitvulkánosság a megelőző bázisosabb tortonai andezitvulkáni szakaszhoz tartozó további magmaszétkülönülés folytatódó vulkánosságának tekinthető.

A Mátrahegység területén lefolyt miocén vulkánosság általános elemzéséből kitűnik, hogy a Cserhátvidékkel egyezően, a helvéti emelet kezdetétől a szarmata végéig terjedően négy vulkáni működési szakaszt ismerünk. Ezek közül a helvételeji és a helvéti riolit, valamint a tortonai hatalmas andezitvulkánosság a stájer gyűrődés szinorogén megnyilvánulása, a szarmata riolit pedig határozott epirogén szakaszba esik.

A kőzetfajták azonossága azonos magmaprovinciának azonos magmamélységére is utal, különböző vulkáni fészekmélységekkel, más-más fölnyomulási utakkal. Ebből adódnak a még további vizsgálatokat igénylő kőzetárnyalati különbségek. Ezeknek részletes kőzettani és geokémiai vizsgálatából, esetleg jellemző kőzetkifejlődések területi körülhatárolásával az interkrusztális anyagelkülönülődések és a magmafészek helyzete is megismerhetővé válik.

Fölvetődik itt az a kérdés, hogy a Mátra—Cserhátvidéknek a miocén egészére kiterjedő vulkanizmusa, a kétségtelenül megállapítható nagy szünetektől eltekintve, magmatektonikailag megismétlődő, egységes vulkáni folyamatnak minősíthető-e? Ebben az értelemben a helvéthatári—helvéti riolittufát folytonos egységnek véve, két, viszonylag gyengébb riolitvulkánossággal közrefogott hatalmas andezitvulkáni működéssel számolhatunk. Korszerűen Szádeczky-Kardoss mutatott rá arra, hogy a nehézségi szétkülönülődés és beolvasztás következtében savanyúbbá s így könnyebbé vált magmarész felülre kerülhet, s így a kitörés során előbb juthat felszínre. Ezért az andezitvulkánosságot megelőzi a riolit. Térbelileg, a „belsőkárpáti vulkáni övben" az alföldperemi belső (déli) oldalon találjuk a riolitot. Ebből a találó meglátásból következik, hogy az andezit utáni, szarmata riolitvulkánosság nem tekinthető az andezit zárószakaszának, hanem új szakaszt jelez, aminek andezitlávái a vulkáni övben térbelileg is elkülönültebben, keletebbre törtek felszínre.

Szádeczky-Kardoss újabb magyarázatában utal arra, hogy ez az alföldperemi riolit, az üledékösszletből eredő transzvaporizációs differenciálódás lehet.

A savanyú magma időben megelőzi, majd követi a bázisosabb magmaföltörést. Semmiképpen sem geoszinklinálisra utaló magmadifferenciálódás, sem nem előmélységi vulkanizmus, hanem epikontinentális merev tábla, mindenkor törésekkel reagáló, függőleges elmozdulásokban végbement szerkezetéhez igazodó szinorogén—epirogén magmafölnyomulás. Erre a kérdésre még a szerkezeti részben visszatérünk.

Az északnógrádi bazaltvulkánosság

A Mátrahegység miocén vulkanizmusától térben és időben elkülönülten, Salgótarján vidékén, az északi országhatáron, a balatonfölvidékiekkel tájképi szépségben is egyezően számos kisebb bazaltkitörés mutatkozik. Ezen a bazaltvulkános részen Jugovics Lajos összesen 47 kisebb-nagyobb önálló, bazaltból és bazalttufából álló hegyet, illetve területet különböztetett meg. Ezeken túl a bazalt a szlovákiai részen is azonos földtani viszonyok között folytatódik.

Az északnógrádi bazaltterület Zagyvapálfalva—Salgótarján—Somoskő vonalától kelet felé, Bárna község vonaláig terjedő felsőoligocén glaukonitos homokkőből és a Nógrád vidéki kőszénösszletből fölépített, törésekkel rögökre tagolódott, egykori táblás vidék a tortonai emeletben szárazulattá lett. A szárazföldi időszak alatt nagy lepusztulással, magas térszínű tökéletlen síkká alakult. A bazaltvulkánok a felsőoligocén rétegeken és a megmaradt kőszénösszleten áttörtek, s jelenleg 400—600 m közötti változó magasságú térszínen helyezkednek el. Az országhatáron belüli bazalt fölött a kitörés idejét rög-



168. ábra. Helvéti rétegekkel körülvett bazaltkúp, Salgótarján (Kővár), (Bartkó L. felv.)

zítő üledékek nincsenek. Délszlovákiában, az ajnácskői klasszikus gerinces faunatartalmú rétegek újabb vizsgálata szerint, a bazaltkitörés korát az alsópleisztocénig (villafrankai—kalábriai) bezárólag a balatonfelvidéki bazaltkitöréssel azonosnak, a pannóniai emelet végétől kezdődőnek kell tekintenünk.

A bazaltvulkánosság az említett területen egyes szabálytalanul szétszórt vulkáni képződményekben mutatkozik. Ezek a Somoskő—Zagyvarćna, Salgótarján—Zagyvapálfalva és Bárna körüli csoportokba foglalhatók össze. Kiterjedésben legnagyobb a Somoskő—Zagyvaróna közötti bazaltterület, ahol a Medves bazalttakaró közel 13 km²



169. ábra. Pécskő, Salgótarján (Nagy I. felv.)

területű, száz métert meghaladó vastagságú, a széleken természetesen egészen elvékonyodó bazaltösszlet. A fiatalkorú kitörés itt is jól megmaradt vulkáni formákat hozott létre, amelyek a megelőző miocénben kialakult tönkfelszínen, védőtakaróként, a lepusztulásból többé-kevésbé visszamaradt romvulkánokul tekinthetők. A nagyobb terjedelműek rétegvulkánok, a nagyobb számban levő kisebb alakulatok többnyire monogén lávakúpok, ritkábban szétdarabolódott takaróroncsok (Somlyó).

Kőzettani kifejlődésükről egyes részletvizsgálatok adnak számot, de összefoglaló kőzetgenetikai jellemzésük még hiányzik. Általában leucitos alkálibazalt jellegűek, nefelines bazanit és bazanitoid fajtákkal. A bazalt gyakran oszlopos elválású (Somoskő), helyenként táblás is (Medves). A kitörés hevességét mutatják a bazaltban és a tufában gyakori, a felsőbb rétegekből származó agyag-, homokkő-, riolittufazárványokon kívül sok helyen található endogén zárványok is. A vulkáni működés módjáról Jugovics adataiból kapunk némi képet. Ebből kitűnik, hogy közepes energiájú lávafolyás és erőteljes kitörés, valamint kisméretű, maarszerű kráterkitöltésig terjedő fokozatok találhatók. A vulkáni működés gyors lefolyású, az egész bazaltvulkánosság viszonylag rövid időtartamú. Ezt igazolják a monogén vulkáni lávakúpok (Kissomlyó, Széphegy, Hőgyes-

tető, Nagysalgó, Kisszilvás) és ritkább tufakúpok is (Kiskő mellett). A kitörés módjára jellemző, hogy a rétegvulkánok legnagyobb részt (Pécskő, Somlyó, Nagykő, Kiskő, Mélylápa, Kővár, Medves) törmelékszórással kezdődnek, s ezt követik a lávafolyások. Egyedül a Nagyszilvás indul két oszlopos bazaltot szolgáltató lávafolyással, és törmelékszórással zárul. Vannak tufába nyomult teléralakulatok, vulkáni csatornakitöltések is. A Somoskő is kráterkitöltés maradványa lehet. Általában valamennyi vulkáni forma többé-kevésbé lepusztult, s a pusztulás méreteit mutatják a sok helyen elkülönülten álló bazaltrészletek vagy a lejtőoldalban mutatkozó hatalmas bazalttömbök. A Medves bazalttakarója Jugovics szerint több kráterből történt kiömlésből származik.

A bazaltkitörésekkel kapcsolatban jelentős vulkáni érintkezéses hatásokat ismerünk a kőszéntelep kokszosításában és a kőszénnek az érintkezési síkra merőleges oszlopos alakváltozásával. A kőszénnek a bazaltra gyakorolt visszahatása az érintkezésben még közelebbi vizsgálatot igényel. Pörkölő hőhatások észlelhetők az áttört homokkő- és agyagrétegekben, elsősorban sötétebb színnel és megkeményedéssel. A bazalt idegen kőzetzárványai is csak ilyen jelenségeket mutatnak, megolvasztásra vonatkozó megfigyelések nincsenek.

A kőzetkémiai részletes vizsgálatok nélkül nehéz volna magmakémiai következtetéseket adni. Szétszórtságuk határozott tektonikai elrendezettséget nem igazol. Ezt tapasztaltuk a balatonfelvidéki és dunántúli bazaltvulkánosságban is. Magyarország vulkanizmusában a legfiatalabb, utolsó szakaszt jelentik, de földtanilag határozottan új vulkáni szakasz ez, amit sem térben, sem időben nem lehet a megelőző miocén vulkáni működésekhez kapcsolni, még kevésbé nagytektonikailag a Kárpátok lánchegységéhez tartozó vulkánosság befejező szakaszául minősíteni. A Kárpátok rodáni gyűrődési szakaszával összhangba hozható bazaltvulkánosság a belsőkárpáti medencealjzat önálló eltérő szerkezetalakulásával hozható kapcsolatba, ennek a süllyedő kéregrésznek megújult magmaáramlásával. A bazalt a magyarországi magmakémiailag háromosztatú miocén vulkánosság (helvételeji—helvéti, tortonai—szarmata és a pannonvégi) harmadik, legfiatalabb önálló tagja.

A Bükkhegység

A magyarországi miocén vulkanizmus mátrahegységi legteljesebb kifejlődési sorozata elhatárolatlanul követhető a Bükkhegység déli fedőhegységében és a sajóvölgyi medencealakulatba átmenő északi fedőhegységben. Az átmenet a Bükkhegység nyugati szélén, az Egercsehi—ózdi területrész. A vulkáni képződmények időrendje és kifejlődése a mátrabelivel egyezik, nagy mennyiségi különbséggel. Ez elsősorban a helvételeji alsó riolittufa kevesbedésében, a helvéti riolittufa fokozódásában, a tortonai andezitösszlet föltűnően jelentéktelen mennyiségében és a szarmata vulkánosság nagy többletében nyilvánul.

A miocén vulkánosság kezdőtagja az alsóhelvéti emeletbe sorolt alsó riolittufa, a barnakőszénösszlet fekvőtagja, felszínen csak a Mátra- és Bükkhegységet összekötő fedőhegységben, néhány métertől 30—40 m vastagságig mutatkozik. Egercsehi—Ózd között a bányaműveletekben mindenütt föl van tárva, a Sajóvölgyben csak Kurittyánban és Varbón észlelték. Közvetlenül a felsőoligocén kiemelkedett, helyenként denudált felszínére települt szárazföldi vulkáni törmelékszórás. A Bükkhegység déli fedőhegységében is hiányosan, Egerben az akvitáni rétegek fölött észlelhető. Ebből az egyenlőtlen elterjedésből s főleg kelet felé kimaradó voltából arra következtethetünk, hogy a kitörés helye nyugatabbra, a Mátrahegység andezitösszlettel födött területén lehet.

A sajóvölgyi településszletben is vannak vékony riolittufazsinórok (Királd, Sajószentpéter, Pereces), ezek részben bemosott anyagúak lehetnek.

A középső riolittufa a slir fölött, helvéti—tortonai határt jelző módon, a Bükkhegység nyugati oldalán, a Mátráig terjedő fedőhegységben 10—15 m, ritkábban nagyobb vastagságban is nyomozható Sajóvelezdig, majd azontúl bizonytalanul a Sajóvölgyben, Sajószentpéterig. Legnagyobb részt tengerbe hullt anyag, helyenként tortonai molluszka faunás, tufitos, fehér mészmárgába megy át. A déli fedőhegységi területen Deménd (Pünkösdhegy) és Kisgyőr határában levő riolitnak, valamint Cserépfalu, Tibolddaróc, Kács, Sály körül dácitnak minősített vulkanitfajtákat Schréter Zoltán a helvéti emeletbe, Dubay László a tortonai emeletbe sorolja. Vöröses, néha andezitbe hajló sötétszürke, kemény vitrofiros—porfiros, helyenként szurokkőcsíkos, folyásos szövetű, likacsos—üreges, amfibol-, hipersztén- és plagioklásztartalmú kőzet. A hozzátartozó dácittufa ugyancsak vöröses és szürkés, üveges salakos, horzsaköves. Schréter két riolitlávafolyást valószínűsít, 5—10 m vastag, szétdarabolt, erősen lepusztult részletekben. Dubay egyszeri lávafolyással, erős törmelékszórást föltételez. Vendl szerint a bükkalji riolit, nagy Ca- és közepes kovasavtartalommal, átmenet a dácit felé.

Szembeötlő különbség a Bükkhegység fedőhegységében, hogy a hatalmas tortonai andezitvulkánosságot csak igen gyenge piroxénandezittufa képviseli. Ilyenek csak a Bükkhegység déli oldalán vannak, s tortonai emeletbe sorolásukat a fölöttük települő felső riolittufa indokolja (Tibolddaróc, piroxénandezit és tufa). Arra kell ebből következtetnünk, hogy a tortonai andezitösszlet a Bükkhegység felszíni, fedőhegységi területén nagy mértékben lepusztult. Erre mutat az a tény, hogy kelet felé, a bükkalji mélyfúrásokban nagy vastagságban mutatkozik (Sajóhídvég). A bükkalji dácitot és dácittufát Dubay a tortonai andezit helyettesítőjének tartja. A tortonai felszíni vulkáni lánc itt megszakad, s északkelet felé, a Tokajvidéken folytatódik.

Nagyobb szerepe van a szarmata riolitvulkánosságnak, különösen a Bükkhegység déli oldalán, a nagy elterjedésű és nagyvastagságú felső riolittufaösszlettel. Az északi részeken a felső riolittufa a Sajó északi oldalára is átterjed, kitörési központja bizonytalan.

A szarmata riolittufa a Szendrői rögvonulatban is megtalálható, kisebb-nagyobb lepusztulási részekkel. Északon, a pannóniai emelet előtt teljesen lepusztult, s csak a pannóniai kezdőrétegekben észlelhető ásványai jelzik egykori jelenlétét. A rögvonulat középső és keleti részén, a szárazulati kristályos kőzetanyagú kavicsrétegekkel kapcsolatban, gömbzárványos, lapillis, horzsaköves riolittufa rétegzetlen alakban mutatkozó szárazföldi képződmény; a felsőszarmatát képviseli.

A riolittufa korát, Schréter szerint, egy bükkalji kőszénkutató aknából kikerült tufás anyag szarmata faunája rögzíti. A tufa legnagyobb részt szárazföldre hullott, helyenként a visszahúzódóban levő szarmata tenger lefűződött öbölrészleteiben kőszénnyomokkal. Balogh a riolittufaösszletben mutatkozó édesvízi szendrői kőszénösszletet a szarmatába sorolta. A riolittufa itt is a riolitnak új vulkáni szakaszt kezdő voltát jelzi.

A bükkhegységi vulkáni összletben új tagozatként mutatkozik a nyugati részen, Mogyorósd—Nagyvisnyótól kezdődően, a Sajóvölgyi medencében nagy elterjedésű piroxénandezittufa, breccsia, agglomerátum és kavicskonglomerátum. Rétegtanilag mindig a középső riolittufa fölött foglal helyet. Kőzettanilag nagyon változatos, finomabb-durvábbszemű, többnyire barnásszürke piroxénandezittufa, apró szögletes lapillikből, mogyoró—diónagyságú andezitkavicsokból, ököl—fejnagyságú andezitgörgetegekből áll, szögletes vagy kevéssé koptatott, néha több köbméteres piroxénandezittömbökkel. Többnyire jól réteg-

zett, igen gyakran folyami keresztrétegzettséggel. A tufaösszlet alsó, s még inkább a legfelső rétegei között föltűnően sok dió—fejnagyságú, bükkhegységi és a gömöri hegységből származó karbon és triász mészkőkavics található, helyenként tufakötőanyagú mészkőkavics-konglomerátum kiékelődő rétegek alakjában. Néhol palás, kovás mészmárga, sás és nádszerű lenyomatokkal vagy finomszemű szürke tufarétegek, jól megtartott szárazföldi növénymaradványokkal (*Acer, Salix*) is találhatók.

Mindezek a jellegek kétségtelenül igazolják, hogy ez az andezittufás összlet legnagyobb részében nem eredeti vulkáni lerakódási helyzetében van, hanem jellegzetes szárazföldi lepusztulásból származó, folyóvízi szállítású törmelékfölhalmozódás. A szarmata emelet szárazföldi terméke. Stur a miskolci Avas andezittufájából származó flórát szarmata korúnak állapította meg. A szarmata emelet mellett bizonyít ennek a rétegösszletnek keletkezési és üledékképződési módján kívül, Mogyorósdtól kezdve, növekedő felszíni kiterjedésben, Uppony—Sajóvelezd határában, a Bánvölgy és a sajókazinci völgy mindkét oldalán, továbbá Sajószentpétertől délre, Miskolcig, valamint a Sajó északi oldalán, Dubicsány—Sajógalgóc—Sajókaza határáig észlelhető települési módja. Mindenütt a helvéti—tortonai középső, helyenként esetleg a szarmata felső riolittufára települ. Sajónémeti—Putnok—Kelemér határában közvetlenül a felsőoligocén glaukonitos homokkő denudált felszínére, Sajókazán pedig a kőszénösszlet fedőrétegeire húzódik rá. A Bánhorváti környéki homokos tufa-, tufás homok- és agyagos andezittufitrétegekből gyűjtött gazdag flórát E. Kovács Éva a középsőszarmata határára helyezi a valószínűleg bemosott *Rotalia becarii* és *Globigerina triloba* szerint; sekélyvízi, partmenti, keresztrétegzett képződmény.

Ezek szerint ez az andezites üledékösszlet a tortonai emelet végén beállott regressziós kiemelkedés után az andezitösszlet teljes földolgozásából keletkezett. Részben kisebb-nagyobb sekélyvízi medencékben rakódott le, legnagyobb részt azonban a szarmata emelet egészét kitöltő szárazföldi, folyóvízi üledékösszlet, amely megfelel a Mátrában id. Noszky részéről elsőként fölismert, szárazföldi felsőszarmatának minősített rétegeknek, valamint a rétegtani ismertetésben említett ipolyvölgyi, határmenti gránit- és gneisztömbös és görgeteges, durvakavicsos andezittufás összletnek. (308. old.) Ezek a homokos—kavicsos, andezitkavicsot tartalmazó rétegek kisebb-nagyobb foszlányokban, a Cserhátban és a Börzsönyhegység északi részén is végig nyomozhatók. A Börzsönyhegységben, mint láttuk, az alsóhelvéti emeletben is van ilyen durva törmelék. Igen jellegzetes szarmata szárazföldi kifejlődés, a középső- és felsőszarmatát igazoló nagymértékű lepusztítással, a sajóvölgyi határmenti tetőkön, a pannóniai emeletbe is átmenő kavicsösszlettel.

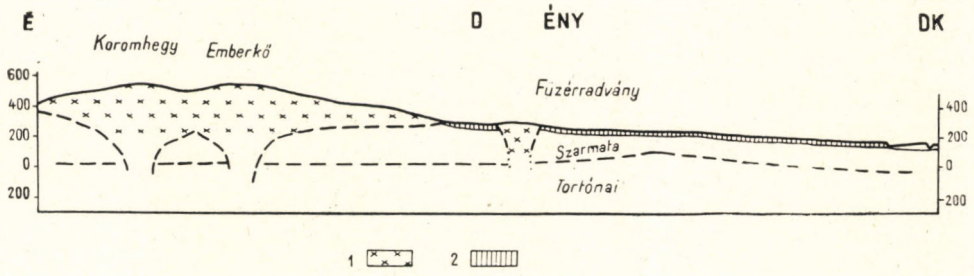
Ez az andezites üledékösszlet megmagyarázza a Bükkhegységben a tortonai helytálló andezitvulkánosság felszíni hiányos voltát, ha annak egykori jelenlétét, helybeli működését föltételezzük. Túlnyomó lepusztulással és anyagelszállítással lehet számolnunk, az andezitanyag helyi eredetével. Bár a Mátrától északra, az Ipolytól a Sajóvölgyig, a Bükkhegység nyugati, északi és keleti előterében sok helyen a középsőoligocénig, sőt az alaphegységig terjedő lepusztítás mutatkozik, mégis úgy találjuk, hogy a tortonai andezitösszlet a Mátrától északkeletre a Bükkhegységig csökkent kifejlődésű lehetett, esetleg itt a tortonai vulkáni működés egészen hiányzott. A tortonai andezitvulkánok kéregszerkezeti okokból északabbra lehettek, s ezek anyagának lepusztulása szolgáltatta a szlovákiai kristályos alaphegység kavicsanyagával kevert szarmata andezitüledékösszletet; nem délről, hanem észak felőli származással.

Nincs kizárva az a lehetőség sem, hogy a tágabb értelemben vett Bükkhegység területén a tortonai vulkánosság alárendeltebb szerepe a hegység igen erőteljes összenyomódásos szerkezetére (ismételt pikkelyes áttolódások, izoklinális gyűrődés) vezethető vissza.

Schréter, a Bükkhegység jeles kutatója, a föntebbi három évtized előtti megállapításokat 1952-ben megjelent, 1949. évre vonatkozó jelentésében teljes egészében megerősíti. Szerinte „a piroxénes andezittufa, agglomerátum és breccsia a származiai emelet kontinentális eredetű rétegeivel kapcsolatban fordul elő tekintélyes kiterjedésben, tehát azzal egykorú". „Néha közvetlenül alatelepül a széntelepes rétegcsoportra és fölötte találjuk meg a származiai kavicsot, de gyakran alatta is van vékonyabb-vastagabb kavicsréteg". „Az andezittufa leggyakrabban több-kevesebb lapillit tartalmaz, igen gyakran átmosott, sőt homokszerű; ilyenkor álrétegzést is felismerhetünk rajta. A tufák gyakran váltakoznak agglomerátummal, amelyekben kisebb-nagyobb

kavicsokká legömbölyödött lapillik és bombák vannak a tufák mellett. Gyakori eset, hogy az andezitkavicsok mellett kvarc- és mészkőkavicsokat is találunk. Mindezekből nyilvánvaló az egykori folyóvíz lehordó, koptató és áthordó, valamint osztályozó hatása. Vannak vékonyabb, agyagszerű, kaolinosodott sárgásfehéres andezittufarétegek is. Ezek nyilván csendesvízű tavacskákban rakódhattak le. Ezekben csaknem mindig találunk lombos falevéllenyomatokat".

Schréter ellentmondásokat tartalmazó megállapításai alapjában véve föntebbi tömör jellemzésünket igazolják. Különösképpen mégis, a föntebbiekkel ellentétben, arra a következtetésre jut, hogy „kétségkívül helybeli vulkáni kitörések eredményei a tufák, agglomerátumok és breccsiák; azonban az egykori vulkáni formák már teljesen lepusztultak és nem rekonstruálhatók". Továbbmenőleg említi, hogy az „andezitbreccsiákkal és tufákkal kapcsolatban gyakran találunk nagy, de szögletes, nem legömbölyödött kvarc, kristályos pala és egyéb kőzetekből álló darabokat". „Feltehetjük, hogy ezeket a kőzetdarabokat a miocén vulkanizmus ragadta fel nagyobb mélységből a kitörések alkalmával".



170. ábra. A Füzérradvány környéki vulkáni képződmények földtani szelvénye (Schréter Z. szerint): 1. riolit, 2. lösz

Végeredményben, az egész andezittufa—breccsia—agglomerátum és kavicskonglomerátumos rétegösszlet piroklasztikus anyaga nagymérvű szarmata, sőt tortonai lepusztítási termék, teljes egészében folyóvízi szállításból lerakódottnak minősül. A nagymérvű lepusztítást egyébként Schréter Zoltán is megállapította, s Jaskó Sándor még fokozottabban hangsúlyozta.

Tokaj—Hegyalja

A Bükkhegység és a Szendrői szigetrögök bódvavölgyi vonalától keletre, a Hernád völgyéig, sőt Tokajig terjedő dombvidéken, mely az Alföld medencealakulatának északi öble, felszíni vulkáni képződmények nincsenek. Itteni mélyfúrásokból sem ismerünk ilyeneket. A vulkáni vonulat összefüggő nyomozása tehát itt megszakad, de Szerencstől kezdődően, Tokaj—Hegyalján, az országhatárig terjedően, csaknem kizárólagos felszíni alakulattá válik.

Tokaj—Hegyalja vulkáni képződményeivel, Szádeczky Gyula, Pálfy Mór, Liffa Aurél, újabban főként Székyné Fux Vilma és Scherf Emil, valamint Kulcsár foglalkoztak. Földtani leírásokon kívül, gyakorlati vonatkozású részletvizsgálatok (kaolin, bentonit, perlit) is vannak. A terület csaknem kizárólag vulkáni képződményekből, különféle andezitből (hiperszténes augitandezit, augitos hiperszténandezit), andezitagglomerátumból, riolitból és ezek tufáiból áll, fedőhegység jelleggel, csak néhány helyen előbukkanó tortonai és szarmata rétegekkel. Ez az oka annak, hogy az egyes vulkáni képződmények kitörési korára vonatkozóan bizonytalanságok, a szerzők között eltérések vannak. A felszínen észlelhetők szerint, a tortonai piroxénandezitnál idősebb vulkáni alakulatok nincsenek. Hoffer András szerint azonban a tortonai emeletben a piroxénandeziten kívül riolitkitörés is volt. Ezt találtuk már a Mátrában és a Bükkhegységben is. A szarmata emeletben is piroxénandezit- és riolitkitörést, a pannóniai emeletben is

újabb riolitkitörést állapított meg. Székyné és Scherf telkibányai vizsgálatai szerint a tortonai emeletben piroxénandezit, a szarmatában riolit és alkálitrachit volt. A pannóniai emeletben vulkánosságot nem állapítottak meg. Ezzel szemben Reich Lajos a nyugatra eső hernádvölgyi területen, Felsőcéce, Gibárt és Hernádbükk között, alsópannóniai tufaréteget említ, sajnos, a tufa kőzettani megjelölése nélkül.

Ezek szerint a Tokaj—Hegyalja vulkánossága, az Alföld északi szélén, lényegében megegyezik a délnyugatra eső vulkáni vonulatrészekkel. Különbségként adódik a szarmata emeletben riolittal is rögzített vulkáni központ, amelynek kitörése egykori lávafolyásokat is szolgáltatott. Még föltűnőbb a Scherf—Székyné vizsgálataival megállapított szarmata emeletbeli kálitrachit jelenléte. Ez arra utal, hogy a vulkáni övnek Tokaj—hegyaljai szakaszán nemcsak a kitörési időben van eltolódás, hanem a magma differenciálódásában is, ami eltérő magmatektonikai helyzetet is jelenthet.

Lengyel Endre a tokaji Nagyhegy piroxénandezitjét andezit és riolit közötti átmenetként „kvarcos üledék", alárendelten savanyú endogén kőzetanyag beolvasztásából származó keverékkőzetnek minősíti. Ilyen lehetőség a Tokaj—Hegyalja más részeinek kőzetkifejlődésében is mutatkozhatik, aminek részletes nyomozása és térképezése reávilágíthat a riolit és piroxénandezit közötti kitörési viszonyra, a Hoffer szerint minden földtani emeletben megjelenő riolitkitörésre is.

Tokaj—Hegyalja területén is mennyiségileg a piroxénandezit van túlsúlyban. A riolit és a kálitrachit ennek differenciálódási származéka. A kálitrachit ilyenirányú magmakémizmusát Székyné Fux Vilma tisztázta. A kálitrachit ennek a sornak végső szakaszát jelzi, a kitörésben a riolit követi az andezitet. A kálitrachit jelenléte a magma atlanti kifejlődés felé tolódott, határozottabb mediterrán jellegét mutatja, ami a szarmata emeletbeli kitörés hegységszerkezeti kapcsolatával jobban összeegyeztethető. Szádeczky-Kardoss fölfogása szerint a kálitrachit nem mélységi magmadifferenciálódás, hanem felszínközeli transzvaporizáció eredménye. Székyné rámutatott a káliumtartalom és az aranyércesedés közötti összefüggésre is. A kálitrachit és a Bükkalján, Sajóhidvégen megismert nagyvastagságú vulkáni összlet, Mauritz meghatározása szerint, alkálidús nátrontrachittal kapcsolatba hozható. Az utóbbi azonban középsőmiocén (valószínűleg tortonai), s Mauritz szerint „nem valószínű, hogy a riolit—andezit kőzetek differenciálódása révén keletkezett volna".

A tokajhegységi vulkanizmus sorrendjére értékes adatokat nyújt Kulcsár L. Komlóska környékére vonatkozó tanulmánya. Szerinte legidősebb a tortonai emeletbe sorolható erősen elváltozott hiperszténes augitandezit és andezitagglomerátum, ami nagyrészt lepusztult. Ennek denudált felszínére diszkordánsan települ a kezdetben szárazföldi törmelékszórásból eredő riolittufa, mely legtöbbször rétegzett, vízben lerakódott, helyenként édesvízi szarmata faunaelemeket *(Hydrobia, Neritina)* tartalmaz, és diatomás kovapala rétegekkel váltakozó tufitos, tufás anyagú összlet. A riolitláva a tufaszórást követi. A vulkáni működést, a szarmata emelet végén, ÉÉNy—DDK irányú törésvonalak mentén föltört augitos hiperszténandezit zárja le, kétségtelenül a pannóniai emeletben is jelentős vulkáni utóműködéssel.

Tokaj—Hegyalján ez a szabályszerű kőzetsorrend, a tortonai emelettel induló egységes vulkáni szakaszt képvisel, a szarmata emelet végéig, vagy a pannóniai emeletbe is átmenő utóvulkáni működéssel. A Mátrában és a többi magyarországi vulkáni részterületnek az andezitet megelőző riolitképződményei ilyen alapon nem foglalhatók egyetlen, egységes vulkáni szakaszba, hanem több hipovulkáni elváltozási időszak termékeinek vehetők.

A hegyaljai terület vulkáni működésének részleteit még nem ismerjük. Az egykori vulkáni formák csak lepusztult alakulatokban vannak meg. Legnagyobb részt rétegvulkánok lehettek, a lávafolyás túlsúlyával, hosszú ideig tartó, többi vulkáni területeinket meghaladó, igen jelentős transzvaporizációs és vulkáni utóhatásokkal. Ez az ércesedési nyomokon kívül nagymértékű kaolinosodásban, alunitosodásban, bentonit- és hidrokvarcitképződésben, kovásodásban mutatkozik. A kovasavas hévforrások működése a pannóniai emeletben még tartott. A megyaszói kovásodott fák különleges szálas—foszló voltát is még a kovásodás utáni, vulkáni utóhatások bomlasztó hatására vezethetjük vissza.



171. ábra. Részlet a rátkai kaolin külfejtésből, Mád (Pellérdyné felv.)

Pantó Gábor folyamatban levő új szemléletű, egységes vizsgálatainak eddigi eredményei szerint, a Tokaj—hegyaljai változatos vulkanit sorozat a tortonai emeletből a szarmatába átvezető riolittufa—tufitösszlettel kezdődik, kevés riolittal. A piroxénandezitvulkánosság zöme a szarmata emelet kétharmadát kitölti, változatos transzvaporizációs kőzetfajtákkal, pszeudoagglomerátummal, hidroandezittel, hólyagos—horzsaköves kőzetekkel és lakkolit formákkal. Legfiatalabb tagja amfibolandezit és dácit jellegű. A szarmata emelet felső részében szárazulati riolittufa (bentonit) és riolit, valamint zárótagul kálitrachit mutatkozik. Utóvulkáni kovásodás hidrokvarcitképződés a pannóniai emeletre is kiterjed.

Ebben a kifejlődésben folytatódik a vulkáni összlet a határon túl észak és kelet felé Szlovákiában és Kárpátukrajnában. A kitöréseknek a szarmatára, sőt a pannóniai emeletre történt folytatólagos eltolódása ennek a medenceperemnek későbbi, fiatalabb törésekkel szakaszos süllyedésével magyarázható.

Medencebeli harmadidőszaki vulkáni képződmények

A magyarországi vulkáni képződmények elterjedésének áttekintését kiteljesítik a medenceüledékekben mélyfúrások útján megismert vulkáni képződmények. A már említett szórványos mezozóos vulkáni adatoknál sokkal nagyobb jelentőségűek és elterjedésűek a harmadidőszaki vulkáni termékek. Ezek a medenceüledékekben túlnyomólag tufarétegekkel, tufittal vagy föl-

dolgozott, átülepített tufaanyaggal mutatkoznak. Részletes kőzettani vizsgálatuk a hiányos mélyfúrási mintákból nem mindig lehetséges, de a felszíni vulkáni képződmények ismeretével a medenceüledékek pontosabb rétegtani megállapítását elősegítheti.

Eocén

A medencebeli mélyfúrásokban, eocén vulkáni termék a Dunántúli Középhegység vonulatába eső hahóti amfibolandezit lelet.

A fedőhegységi felszíni eocén andezittufarétegek sok helyen kikerültek a belső medencék megfelelő mélyfúrásaiból a Bakonyból (Padrag, Halimba, Várpalota, Iszkaszentgyörgy, Fehérvárcsurgó) és a Velencei hegység északi széléről (Lovasberény, Úrhida). Kimutatható volt a dióskáli területen is, a tortonai rétegösszlet alatti felsőeocén rétegek közé települt amfibolandezit, tufa és tufit alakban. Az említett úrhidai és a várpalotai mélyfúrásban az eocén amfibolandezittufához kapcsolódó bentonitrétegek is mutatkoztak. Budapest közelében a cinkotai 2. fúrásban középsőeocénből említik a tufanyomokat (Csiky). Vulkáni tufabetelepüléseket jeleznek a tóalmási 2496—2667 m mélységben megfúrt felsőeocén rétegekben is. Tovább keletre, az északkeleti medenceszegély üledékösszletének felsőeocén rétegeiben eddig nincsenek kimutatva, itt azonban a felszínen is hiányoznak.

Az eocén vulkánosság vulkanológiai és magmatektonikai jellegeit a felszíni eocén képződményekkel kapcsolatban ismertettük (374. o.).

Oligocén

Az oligocén vulkáni tufarétegek a rupéli emelet egyveretűen kifejlődött, nagyvastagságú összletében, több szintben, a Budai hegységtől kezdődően északkelet felé, a bükkalji medenceösszletekig terjedően kimutathatók. A külszínen is észlelhető tufarétegeket Schréter andezites és dácitos andezit jellegűnek említi.

A mélyfúrásbeliek, Rozlozsnik előzetes vizsgálata szerint, a felsőbb szintekben dácitos, az alsóbb szintekben andezites jellegűek. Majzon szerint, a bükkszéki lattorfi—rupéli agyagösszlet megkülönböztetett szintjeiben a tufarétegek nem egyenletes eloszlásúak, nehezen párhuzamosíthatók. Kőzetanyaguk szerint tufa-, tufás homokkő- és meszes tufarétegek, amelyek nyilvánvalóan kiékelődők, többször megismétlődött vulkáni törmelékszórásból és annak többszöri földolgozottságából is származhatnak. A külszínen is mutatkozó „tufás homokkő" és „meszes tufa" rétegek, Majzon szerint a felső-rupéli és a katti emelet határrétegei. Az alatta következő rupéli 1. szintben csak ritkán mutatkozó vékony „tufás" rétegek vannak. A 2. szintben is csak igen ritkán „tufa vagy tufás homokkőrétegek" találhatók. A 3. szintben a „tufák és homokkövek gyakoribb betelepülésűek" és a 4. szintben „vékonyabb-vastagabb tufa- és homokkőrétegek települnek". Végül, a lattorfi emeletbe tartozó 5. szintben csak a középső és a felső részen találunk tufa- és homokkőrétegeket. Ezek szerint a tufarétegek zöme a rupéli 3. és 4. szintben van. Ezek voltak Bükkszéken egyszersmind az olajtartalmú szintek is.

A rupéli agyagösszletben levő tufarétegeket ismerjük a Budai hegységben is. A mélyfúrások anyagvizsgálata Budapest vidékén kívül Őrszentmiklóson, a rupéli 3. szintben, Gödöllőn, Turán, Bugyin, Nagybátonyban, Recsken is kimutatta. Kőrössy László szerint, a bugyi mélyfúrásban, valószínűleg a 3. szintnek megfelelő foraminiferás agyagösszletben, közel 20 m vastagságban ismétlődő „savanyú biotitandezit" finomszemű és durvaszemű, horzsaköves, agglomerátumos tufarétegek voltak, a dácit összetételéhez közelálló jelleggel.

Ebből az oligocén vulkán közellétére következtet. Megtalálható az Eger vidéki és a bükkalji mélyfúrásokban. Eger körül, a rupéli emelet mangánkarbonátos rétegeivel kapcsolatban, a riolittufa bomlásából származó bentonitrétegek is vannak (224. o.). Az oligocén összletben általánosan jellemzőnek mondható, s esetleges hiánya csak a vizsgálat vagy a minták hiányát jelenti. Az újabb mélyfúrási anyagvizsgálatok igazolták az alsóbb tagozatok andezittufa, a felsőbb rétegek dácittufa jellegét. A kitörési központok helye egyelőre még ismeretlen.

Miocén

A miocén vulkánosság valamennyi szintjének vulkáni képződményei, főként vulkáni törmelékszórás alakjában, megtalálhatók a medencealakulatok megfelelő üledékösszleteiben is. Vagyis az erőteljes miocén vulkánosság hatása az ország egész területén fölismerhető.

A dunántúli miocén vulkánosságra nézve általánosságban megemlítjük, hogy a medencealakulatokat föltáró mélyfúrások túlnyomólag csak vulkáni tufarétegeket szolgáltattak a szarmata és tortonai—helvéti rétegösszletekben. Kőzettani jellegük nem mindig minősíthető a felszíni rétegtani analógiák szerint, legnagyobb részük riolittufa lehet.

A dunántúli geofizikai vizsgálatok a Mecsekhegység és a Balaton közötti területen több magmás területrészt is megállapítottak, Szekszárd körül is. Ezek közül egyesek a Mecsekhegység körül (Tolna), nyilvánvalóan trachidoleritra vonatkoztathatók. Az északabbra eső, Somogy—Fejérmegyében megállapított mélyedés vonalában geofizikailag valószínűsített magmás tömegek a fehérmegyei Sárszentmiklós felszíni szarmata riolit, valamint a kulcsi megfúrt riolittal kapcsolatban, riolitterületet jelezhetnek.

A Balatontól délre eső geofizikai adatok bazaltra is vonatkoztathatók. Bazalttufa mutatkozott a szanyi mélyfúrás felsőpannóniai rétegeiben 300 m mélységig. Ugyanezt említik a mihályi fúrásokból is.

Az alföldi medencerészekben lemélyített mélyfúrásokban szintén megtalálhatók az egyes miocén üledékösszleteknek megfelelő vulkáni képződmények, legtöbbször föltűnően nagy vastagságban, ugyancsak túlnyomólag vulkáni tufaösszletekkel, többnyire nehezen megkülönböztethető miocén vulkáni tagozatokkal. A rendszeres fúrási anyagvizsgálatok újabb időben kiterjednek ezek pontosabb kőzettani meghatározására is. Eddigi adatainkat, a felszíni vulkanitok rétegtani helyzetének figyelembevételével, egyes esetekben a rendelkezésünkre álló fúrási minták újravizsgálatával, rétegtani szétkülönítéssel szemléltetjük, a hiányok feltüntetése végett.

Helvéti emelet

Dunántúl, a helvéti emelettel kezdődő miocén medenceüledékek minden tagozatában vannak vulkáni képződmények. A helvéti emeletből nagy vastagságú riolit—riolittufaösszletet ismertünk meg, a szekszárdi vízkutató mélyfúrásból. Ez, Vigh Gyula leírása szerint, 341—643 m között mintegy 300 m vastagságú tufa, agglomerátum és folyásos szövetű, riolitból álló vulkáni összlet, mecseki kifejlődésű alsóhelvéti szárazföldi durva konglomerátum- és kavicsrétegösszletben. Fölötte tortonai mészmárga, homokos mészkő és kavicsos homok volt. Ez a tetemes riolitösszlet, a fúrási minták anyagvizsgálata szerint, lokalizált rétegvulkánnak minősíthető az itt megfúrt kristályos és triász medencealjzat egykori szárazföldjének északi szélén. Nem

valószínű, hogy a mecsekhegységi fölszínen észlelhető, valamint a dunántúli medenceüledékek nagy elterjedésű helvéti riolittufa anyaga csak ebből a kitörési központból származik. A legújabb északmecseki kőszénkutató fúrásokban a Szászvártól délre eső területen, az alsóhelvéti rétegösszletben jellemző riolittufán kívül, riolitbetelepüléseket is észleltek.

Ezzel egyező, folyásos perlites, 174 m vastag riolitot tárt föl a nagyszokolyi fúrás, a pannóniai rétegek alatt. Székyné Fux Vilma vizsgálatai szerint tufa nélkül, s a szekszárdi kőzetanyaggal azonos kifejlődéssel.

A dunántúli mélyfúrási adatok szerint, a mecseki alsóhelvéti riolittufa és tufit jelenlétét általánosan, rétegtanilag jellemzőnek tekinthetjük. Az inkei területen „tufás agyagmárga" dihexaéderes kvarc és szanidin kristályok jelzik a 2. és 10. sz. fúrásokban tufás rétegekkel is. Idetartozik az igali területen, tortonai rétegek alatti, 300 m vastagságot is elérő, szárazföldi jellegű riolittufaösszlet. A karádi területen hasonlóan a helvéti rétegösszletben vannak riolittufa jellegű közbetelepülések, s a várpalotai 133. sz. fúrás helvéti tengeri rétegeiben mutatkozó biotitos homok is a riolittufa anyagából ered. További, helvéti emeletbe tartozó, nyilvánvalóan riolittufacsíkokat ismerünk a lovászi, oltárci és obornaki fúrásokból is. Az inkei 1. sz. fúrásból, a helvéti márgaösszletből jelzett „piroxénes andezittufa" zárványok valószínűleg szintén riolittufitnak minősülnek.

A Bükkhegység déli fedőhegységében, felszínen csak Eger vidékéig észlelhető alsó riolittufa, a medenceüledékekben, Dubay vizsgálatai szerint, Demjén, Ostoros, Szomolya, Bogács, Cserépfalu, Tard körüli mélyfúrásokban, különböző mélységben, nagyvastagságú, horzsaköves, riolitlapillis, kristályos palatörmeléket és biotitos amfibolandezitzárványokat tartalmazó, helyenként kovásodott szárazföldi képződmény. A nógrádi viszonyokkal egyezően, szárazföldi tarkaagyaggal kapcsolatos, amely itt a rupéli agyagösszletre települ. Föltűnően nagy vastagsága (4—500 m) szerint lehetséges, hogy a helvéti középső riolittufaösszletet is magában foglalja. A Bükkhegység északi fedőhegységében, a Sajóvölgyi medencében, a kőszénösszlet alján csak hiányosan, Varbón és Kurittyánban mutatkozik, a két területrész oligocén utáni, egyenlőtlen lepusztítottsága miatt. Az újabb felsőborsodi fúrásokban (Dubicsány) is megállapították az alsóhelvéti szárazföldi riolittufaösszlet jelenlétét.

A vulkáni, túlnyomórészt tufaösszletek vastagodása, kelet felé és délebbre is, általános jelleg az Alföld medencealakulatában.

Az Alföldön a debreceni 256 m vastag és a hajdúböszörményi 570 m vastagságúnak jelzett riolittufa- és agglomerátumösszletben a helvéti tagozatot is képviselve látjuk. Mint említettük, a bükkalji mélyfúrások vastag riolittufaösszletében is valószínűsíthetjük.

A nyíregyházai 1. sz. mélyfúrás 1150—2575 m között még át nem harántolt nagyvastagságú (1425 m) vulkanitösszletében jelzett andezit, dácit, riolit és ezek tufa- és agglomerátumrétegei, a rendelkezésre álló adatok szerint (Kőrössy L.) sorrendileg a mátrai vulkáni kifejlődésre emlékeztetnek. Alsó tagozatában (1330—2575 m) alul riolit, dácittufa, szárazföldi tarkaagyagrétegekkel, majd folyásos szövetű, hialopilites dácit, az alsóhelvéti tagozatot képviselhetik. Majd vöröses riolit, szürkésfehér riolittufa, horzsaköves, bentonitos és kovásodott részekkel, a felsőhelvéti tagozattal egyeztethető. Felső határán riodácit jellegű, durvábbszemű és lapillis anyag a tortonai emelet határát jelzi, a fölötte levő 180 m vastag tortonai andezit- és andezittufaösszlettel. Valamennyi vulkanit jellegzetes transzvaporizációs elváltozásokat mutat.

Az Alföld déli részén, a bajai és az újabb madarasi fúrásokban, a mecseki szárazföldi alsóhelvéti rétegösszlettel egyező kifejlődésben a jellemző riolittufa is képviselve van.

Tortonai emelet

A dunántúli medenceüledékek tortonai rétegösszletében a nagylengyeli területen DUBAY az alsótortonai márgába plagioklászriolit-tufarétegek és tufacsíkok közbetelepülését ismerte föl. A tufarétegek helyenként 5 m vastagságot is elérnek, s a jellegzetes, candorbulinás márgában kristálytufitos rétegek is vannak. Hasonló, tufás—tufitos rétegek vannak a mecseki fedőhegységi helvéti—tortonai határon, valamint a Nógrád—borsodi területen is. Valószínűleg idetartoznak a lovászi, obornaki, budafai, újudvari, igali, valamint az andezittufának jelzett oltárci terület, hasonló rétegtani helyzetű tufa- és tufitrétegei is.

A szanyi mélyfúrás bizonytalanul elhatárolható tortonai—helvéti rétegösszletében közbetelepülten, több szintben mutatkozó újravizsgált kőzetminták, SZÁDECZKY-KARDOSS minősítése szerint transzvaporizációs hipovulkanitok. Karbodolerit és savanyúbb trachitszövetű, lávakötőanyagú, breccsiás karbodolerit-keverékkőzet jelleggel. Kőzetanyaga a pannonvégi bazalttal, ami a fúrásban a felsőpannóniai rétegekben tufás közbetelepüléssel szintén észlelhető volt, nem azonosítható. A helvéti—tortonai andezitláva tengeralatti, esetleg vízbefolyt kitörése, illetve lávafolyása lehet, különleges kőzettéválással és epigenetikus elváltozással.

Az alföldi medencerészekben ugyancsak általános elterjedésű miocén vulkáni képződmények, az eddigi vizsgálatok szerint, rétegtanilag nehezebben tagolhatók.

Az alföldperemi miocén vulkáni összlet teljességét a bükkalji, medenceperemi, régebbi Tard községi I. sz. fúrás mutatja, amelynek 1830 m-ig terjedő rétegösszletében biztosan megállapítható pannóniai, rupéli, lattorfi és felsőeocén rétegek alatt a ladini emeletbe sorolt bükkhegységi mészkőalaphegységet is elérték. Sajnos a fúrási anyag leíró ismertetésében ellentmondások vannak (SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT). A pannóniai emeletben említett „átmosott riolittufanyomok" a 125 m-ig terjedő, a rétegfölsorolás szerint uralkodólag riolittufából, riolittufaközbetelepüléses andezittufából, dácitból és dácittufából és riolitból álló sorozatot helvéti emeletbe sorolni nem lehet. Ebben az összletben a szarmata és a tortonai emelet vulkánosságának egészét képviselve kell látnunk.

A bükkalji Egerszalók, Demjén, Ostoros, Szomolya, Bogács, Tard, Cserépváralja, Tibolddaróc közötti területrészen lemélyített újabb fúrások vulkáni anyagát DUBAY részletesen tagolta. Vizsgálatai szerint kétségtelen, hogy az egyes fúrásokban más-más vastagságban észlelhető vulkáni képződményszintek, kelet felé haladóan fokozatosan nagyobb vastagságúvá lesznek. Mindenütt jól fölismerhető és megkülönböztethető a helvételeji—alsóhelvéti alsó riolittufa (100—500 m), a szerinte tortonai emeletbe tartozó hiperszténes dácit és dácittufa (30—50 m) és a szarmata emeleti felső riolittufa (100 m).

Az alsó riolittufa, az alsóhelvéti tarkaagyag és kavicsos rétegekkel kapcsolatos szárazföldi képződmény. Különböző szemcsenagyságú, riolit-lapillis, horzsaköves, plagioklász (anortit) és biotit elegyrészekkel, gyakori kristályos pala- és idősebb biotitamfibolandezitzárványokkal. Helyenként kovásodott

részek is vannak benne, utóvulkáni kovás hévforrások nyomán. Általában rétegzetlen, alsó része vízbe hullott anyag, bentonitosodott.

A hiperszténes dácit és dácittufa vörös és sötétszürke, tömött, kemény, vitrofires, porfiros szövetű, szurokkőcsíkos, helyenként folyásos, jól megkülönböztethető kőzet. A dácittufa is változó keménységű, üveges, salakos, horzsaköves. Néha andezites külsejű. A bükkalji mélyfúrásokban két hosszanti vonulatszerű módon nyomozható, Noszvaj—Cserépfalu—Mésztető és Ostoros—Tibolddaróc között. Egyes fúrásokban utólagos lepusztításból hiányzik. Kitörési kora, egyszeri kitöréssel, DUBAY szerint, a tortonai emeletre rögzíthető. Vastagsága 30—50 m.

Földtani tekintetben még összeegyeztetést igényel DUBAY medencebeli vulkáni kőzetfajtáinak besorolása SCHRÉTER bükkalji felszíni megállapításaival. SCHRÉTER a felszínen riolitot jelez, amelyet a helvéti emeletbe sorol. Valószínű, hogy ez a felszíni riolit vulkanológiailag azonos a mélyben levő dácittal. Erre utal kőzettani jellege is, ami VENDL ALADÁR szerint átmenet a dácit felé. DUBAY LÁSZLÓ szerint a dácit néhol andezites jellegű. Az utóbbi figyelmet érdemel, mert KISS JÁNOS a Darnóhegy körüli, felsőhelvéti középső riolittufát horzsakő- és obszidiántartalmú, neutrális—bázisos földpáttal, dácitos jellegűnek találta, némi andezites beütéssel. Fölötte következik az andezitösszlet. Hasonlóképpen POJJÁK TIBOR, a Mercse—bótai út mentén levő középső riolittufát a földpátok (oligoklász—andezin) nyomán dácittufának minősíti. A mogyoródi alsótortonai andezittufában, kisebb-nagyobb riodácitnak meghatározott bombák vannak (283. old.). Tagadhatatlan, hogy azonos kitörésből származó, mélység és környezet nyomán különböző kőzettéválási mód szerint alakult, átmenetekkel összefüggő kőzetfajtákkal állunk szemben, amelyeknek képződése a nagy alsótortonai andezitvulkánosságot megelőzte. Ezek szerint vulkanológiai sorrendje felsőhelvéti lehet.

A felső riolittufa zöldesszürke, többnyire finomszemű, ilyenkor bentonitos, agyag jellegű, erősen horzsaköves részekben durvaszemű, változó keménységű, vízben lerakódott kőzet. Helyenként likacsos, hézagos szövetű, gyakran kovásodott, üregeket kitöltő, gömbös, vesés és mikrokristályos kovakiválással. Szarmata korát a hiperszténes dácitra települt volta és a faunás szarmata rétegekkel való kapcsolata igazolja.

Délnyugat felé, Emőd, Mezőkeresztes, Mezőnyárád, Mezőkövesd határában, ez a medencebeli hármas vulkáni tagolódás elmosódottabb. A helvételeji—alsóhelvéti tarkaagyag és azzal kapcsolatos alsó riolittufa biztosan kimutatható.

Tovább keletre, ugyanennek a miocén vulkáni összletegyüttesnek medencebeli fokozottabb vastagságát mutatják a sajóhídvégi mélyfúrások. Az itt lemélyített három fúrás még nem eléggé vizsgált anyagában az 1. sz. fúrásban 655 méterig pannóniai rétegek, 1006 méterig riolittufacsíkos szarmata rétegek, 1006—1401 m talpmélységig, valószínűleg tortonai összletben, trachittufa, trachitbreccsia és alkálitrachit (1263—1266 m) volt. A 2. sz. fúrásban 120—562 m között keményebb, kovásodott és lágyabb vulkáni tufa (valószínűleg szarmata riolittufa), 562—810 m között zöldesszürke, breccsiás—agglomerátumos, kaolinosodott, kovásodott tufarétegek, MAURITZ vizsgálata szerint trachittufa, 810—903 m tarkaagyag és növényleny omatos laza homokkő, 903—1292 m fehér és világos zöldesszürke, bentonitos, kaolinos, kovás, néhol pirites vulkáni tufa (MAURITZ szerint trachittufa), 1292—1358 m szürke agyag és keresztrétegzéses, muszkovitos, kemény homokkő, 1358—1515 m trachittufa, 1515—1571 m vörös agyagos, tufacsíkokkal váltakozó, trachittufás homokkő és 1571—1666 m talpig, szürke középsőtriász mészkő, „elbontott" (valószínűleg diabáz) kőzettelérrel. A 3. sz. fúrás még kevésbé vizsgált anyagában, a 600 méterig igazolt pannóniai és szarmata rétegek után 780 m-ig kaolinos—bentonitos vulkáni tufa (valószínűleg szarmata riolittufa), 780—1087 m szürke agyag, agyagmárga, agyagos homokkő, durvább-finomabb homokkő és tarkaagyaggal váltakozó vulkáni tufa, 1087—1440 m zöldesszürke, kovásodott, kaolinosodott, bentonitos vulkáni tufa, 1440—1584 m barna agyag-

rétegekkel váltakozó, zöldesszürke tufa, 1584—1696 m zöldesszürke, kovásodott vulkáni tufa, 1696—1788 m biotitamfiboldácit, dácittufa és agglomerátum, a rétegsor alján barna agyaggal, 1788—1848 m között vörös agyagmárga és vörös homokkő, alján porfiros biotitos dácit (1832—1836 m), végül 1848—1880 m szürke, középsőtriász mészkő.

Eddigi ismereteink szerint a sajóhidvégi területen újszerű és egyelőre egyedülálló, a valószínűleg tortonai emeletet képviselő alkálitrachit és trachittufa, valamint a 3. sz. fúrás dácit és dácittufa rétegtani helyzete. Mauritz—Tolnay leírása szerint, az atlanti jellegű trachit kevés színes elegyrészből, uralkodólag salikus ásványokból áll, a földpát helyét kitöltő kalcitosodással és kalcitos csomókkal. A nagyobb mennyiségű trachittufa tiszta anyagú, ritkán finom kvarctöredéket és muszkovitpikkelyeket tartalmaz. Mauritz szerint „nem valószínű, hogy az alkálitrachit a riolit-, andezitkőzetek magmájának differenciálódása révén keletkezett volna". További vizsgálatokig lehetséges, hogy ez a helvéti—tortonai emelet andezitvulkáni szakaszába tartozó kőzet valóban nem differenciációs termék, hanem transzvaporizációs módon elváltozott metavulkanit (Szádeczky-Kardoss). Vonatkozásba hozható a Mátrahegység egységes vulkanogenetikai vizsgálatában kimutatott, legfiatalabb tortonai—szarmata emelet határára eső kálitrachittal. A telkibányai kálitrachit azonban szarmata emeletbe tartozik.

A sajóhidvégi 3. sz. fúrásban, hasonló mélységben, ugyancsak a szarmata összlet alatt észlelt dácit és dácittufa, szintén tortonai—helvéti rétegtani helyzetben Papp Ferenc meghatározása szerint kalcitosodott plagioklászt és kloritot tartalmaz, nyilvánvaló epigenetikus elváltozásként. Rétegtani helye egyezik az Eger vidéki dácitösszlettel, jóval nagyobb vastagsággal.

Ezek szerint a bükkalji medencebeli miocén vulkáni összlet heves vulkáni működésre utaló, túlnyomólag piroklasztitból álló savanyú, riolitos kőzetösszlet, melynek együttese, kelet felé fokozódó vastagsággal, különleges helyzetet foglal el a mátrai és a Tokaj vidéki vulkánosság között.

A helvéti—tortonai határt jelzi a debreceni I. sz. fúrás 1347—1472 m közötti 125 m vastag „dácittufa" rétege. Az újabb debreceni fúrásban tufás lithothamniumos mészkőrétegeket említenek. A tisztabereki I. sz. fúrásban, a szarmata összlet alsó részében (1430—1500 m) „dácittufának" és agyagos tufás rétegeknek említett betelepülések vannak. Fekvőjét nem ismerjük, s így rétegtani helyzetét biztosan nem lehet megállapítani, valószínűleg a felső riolittufával azonos. A hajdúszoboszlói II. sz. fúrásban az 1735—1746 m mélységben megállapított „tufás agyag" és andezittufa valószínűleg a tortonai vulkánosságot képviseli. Ugyancsak tortonai emeletbe sorolható a turai mélyfúrásban mátrai eredésűnek jelzett andezittufa, Szolnokon riolittufa, Nádudvaron riolittufa és andezittufa, Kaba „tufás" (valószínűleg riolittufa) rétege. Hajdúböszörmény fúrásaiban, 570 m vastag vulkáni összletben riolit- és andezitláva és tufa szerepel. Végül, a biharnagybajomi fúrásban figyelmet érdemel a tortonai candorbulinás rétegekkel kapcsolatban említett erdélyi jellegű dácittufa.

A helvéti emeleti vulkáni képződmények során említettük, hogy a nyíregyházi 1. sz. fúrásban megállapított nagyvastagságú vulkanitösszlet felső része (1150—1330 m) a tortonai andezitvulkánosságot képviseli, valószínűleg jelentős transzvaporizációs változatokkal. Ez egyszersmind kétségtelenül különálló vulkáni központot is jelent.

Szarmata emelet

A dunántúli medencerészekben általános elterjedésű a szarmata rétegekben található riolittufa. Ez a felszíni fedőhegységekben az alsószarmata rétegekhez kapcsolódik, gyakori bentonitos rétegekkel (Nagytétény, Budapest-Kőbánya). A délzalai régebbi, lovászi, obornaki, budafai fúrásokban is megvan. Lovászban a szarmata alján mutatkozott. A buzsáki és nagylengyeli újabb fúrásokban, a márgás szarmata rétegek között, vékony, teljesen elbontott vulkáni tufa analógia alapján riolittufa lehet. Ugyancsak szarmata emeletbe tartozik a kulcsi fúrásban, alsópannóniai rétegek alatt elért riolit (riodácit), illetve kovásodott riolittufa is, ami a felszínen levő sárszentmiklósi riolittufához csatlakozik.

Az alföldi medencerészben Bugyi mélyfúrásaiban 138, illetve 194 m vastagságúnak jelzett riolittufa és homokos tufitösszlet szarmata szárazföldi képződmény lehet, az Alföldre jellemző nagy vastagsággal. Ugyanezt találjuk Mezőkeresztesen és az említett bükkalji mélyfúrásokban. Ide tartozik a nádudvari riolittufa, valamint a körösszegapáti fúrás „tufás" összlete is. A nyíregyházi 1. sz. mélyfúrás 979—1150 m közötti szarmata agyagmárga, homokkő és faunás homokos mészkőcsíkos rétegösszletében riolittufapadok és bentonitos rétegek alsószarmata medenceüledékre utalnak.

Eddigi, többé-kevésbé biztosnak vehető adataink szerint, a medencebeli szarmata összletekben kizárólag riolitvulkanitok mutatkoznak.

Az Alföld medencebeli miocén vulkáni képződményei általában a vulkánosság keleti kifejlődésére utalnak. Az Alföld tiszántúli részében levő tufaképződmények, mint láttuk, rétegtani vonatkozásba hozhatók az Erdélyi medence dácittufarétegeivel. Esetleg kőzettanilag is azonos dácitnak minősíthetők. A kérdés eldöntésére részletes kőzettani vizsgálatok szükségesek, amelyek a felszíni vulkáni képződményekkel együtt genetikailag biztosabban megállapítanák a riolit- és a dácitjelleget és azok pontos elterjedési határait. Eddigi föltevésünk szerint ugyanis az egymásrakövetkező helvéti, tortonai, szarmata emeletekben a nyugati országrészeken riolitos, a keleti részeken az erdélyivel egyező dácitos vulkánosság mutatkozik.

Pannóniai emelet

A medencealakulatok mélyfúrási anyagában figyelmet érdemel az alföldi felső- és alsópannóniai emelet rétegösszletéből (Debrecen, Tiszaőrs, Nagyhortobágy, Hajdúszoboszló, Karcag) említett „andezittufás", „biotitamfiboltufás", „fehértufás" és „andezittufa", valamint „amfibollal és biotittal" jelzett, erősen homokos tufaanyagú rétegek gyakorisága. A felszínen biztosan megállapított pannóniai emeletbe tartozó andezitvulkánosság nincs. Nem lehetetlen tehát, hogy a sokszor megismétlődő „tufás" és „tufaanyagú" rétegek legnagyobb részt nem szórt anyagból, hanem nagymérvű lepusztításból, vízi szállítottságból származnak. Idevágó adataink vannak a Tokaj vidéki andezitkitörésekről.

A dunántúli pannóniai emelet végén működött bazaltvulkánosság kőzetanyagát eddig csak a mihályi mélyfúrásokból ismerjük, a felsőpannóniai rétegösszletben mutatkozó bazalttufabetelepülésekkel (417. o.). Ezenkívül egy 1502,5—1505 m mélységből származó kőzetminta Kiss János vizsgálata szerint bazaltnak bizonyult.

A MAGYARORSZÁGI VULKANIZMUS ÖSSZEFOGLALÁSA

Az egyes hegységrészek fölépítésében mutatkozó vulkáni összletek áttekintéséből kitűnik, hogy az egyveretűség mellett adódnak árnyalati különbségek is. Ezek belső okainak megismerése még sok részletvizsgálatot és újravizsgálatot igényel. UHLIG a Kárpátok földtani fölépítésére vonatkozó klaszszikus tanulmányában utalt először arra, hogy a vulkáni működésben időbeli és helyi vándorlás van, s ezzel kapcsolatban a kitörés sorrendje is változik. Ez elsősorban a kárpáti hegységláncolat belső oldalán levő medencét szegélyező miocén vulkáni övre vonatkozik. Az ország belső hegységeiben főként a gyéren mutatkozó harmadidőszak előtti vulkánosság külön megítélés alá esik. ID. LÓCZY szerint a vulkáni működés az eocén óta a medence beszakadásait kísérte.

Magmafejlődés tekintetében QUERVAIN a „pannóniai süllyedék" néven tárgyalt Kárpátokon belüli medencékben, a magyar kőzettani leírások alapján négy típust különböztetett meg. Ezek:

1. A mecsekhegységi alsókréta atlanti, bázisos magma, gyűrődés előtti kitörés, elszigeteltsége miatt, összehasonlításra nem ad módot.

2. A Kárpátok első gyűrődéséhez kapcsolódó rendes pacifikus, savanyú és bázisos magmatípushoz sorolhatók esetleg a bükkhegységi kitörések.

3. A harmadidőszaki gyűrődéssel egyidős, főként pacifikus, alárendelten mediterrán beütésű magma savanyú és intermedier fajtái a miocén riolit—andezitösszletek, az Alföld peremén általában vonulatszerűen, a Dunántúl szórványos megjelenésben. A Mecsekhegység idetartozó vulkanit-féléit (riolittufa, amfibolandezit) a „medence déli részeként" említi.

4. A kárpáti gyűrődéseknél fiatalabb, gyengén atlanti, bázisos magma az északnógrádi és a dunántúli bazalt.

QUERVAIN szerint a Kárpátidák összorogénjében, az egyidejűleg felszínre tört magmafajták azonos vegyi alkatúak. A miocénben a vulkáni tevékenység a medenceperemeken sokkal nagyobb, mint a középső és déli süllyedékekben. A pliocénben a vulkáni tevékenység a süllyedékre tolódik át. A magmatípus mindkét esetben azonos marad.

Ezek a kőzettani vizsgálatokból levont általánosítások, föntebbi tárgyalásaink szerint, földtanilag igazolhatók. Az azonos magmakitörési szakaszok szerinti differenciálódásának térbeli eloszlása további vizsgálatokat igényel. Ebben a vonatkozásban SZÁDECZKY-KARDOSS új magmatitképződési irányelvei szerint, a differenciálódáson túlmenőleg nagy szerepet kap a kőzettéválás módját és elváltozását befolyásoló közeg, a megmerevedés mélysége, felszínen vagy vízben, üledékképződés közben történt volta és üledékes kőzetkörnyezete. Ezeknek geokémiai kihatásával keletkezett kőzetcsoportok rámutatnak a vulkanizmus jelentős ősföldrajzi jellegeire is, s a kőzetelváltozások sokféle kőzeteit változatokkal összefüggő alak, szövet, szerkezet szerinti genetikai alaptípusokra vezetik vissza. Ilyenirányú vizsgálataink módosíthatják a STILLE szerinti kezdő, folytatódó, végső vulkanizmus kőzetsorrendet, sőt a pacifikus—atlanti magmatípusok helyzetét is. Nyílt kérdés marad még a magmafészek és a vulkáni fészkek közös volta és helye. A magmafészek azonos voltát a magmafajták azonosságán kívül az országterület nem nagy kiterjedése is valószínűsítheti. Kéregszerkezeti tekintetben azonban nem szükséges, hogy a nagy időtávolban, megismétlődően, más-más helyen történt kitörések mind egyazon magmaközpontból származzanak.

Magyarország neoid szerkezetének megfelelőleg, a permi kvarcporfir a varisztid magmatizmus végső szakaszát jelzi. A neoid magmatizmus a triász-

ban és alsókrétában bázisos kezdővulkanitokkal jelentkezik, az ausztriai mozgási szakaszt megelőzően. Az idetartozó kőzetek vegyi összetételben mutatkozó különbségei nem annyira differenciálódásból, mint inkább kitörési vagy benyomulási helyzetből, mélységből (hipovulkanit, szubvulkán) és Szádeczky-Kardoss genetikai megkülönböztetése szerinti sokrétű transzvaporizációs elváltozásból adódik. Az ausztriai és a larami mozgásokat Magyarországon semmiféle magmás tevékenység nem kíséri. Ez a vulkánosság nélküli szakasz a középsőeocén végéig tart. A paleogén a Kárpátok vonulatában is vulkánosság nélküli időszak. A magyarországi felsőeocénben indult s az oligocén végéig tartott vulkanizmus tehát föltétlenül önálló andezitvulkáni szakasz, a felsőeocénben kristályos alépítményhez kötött helyzetben (Magyar Középhegység,), rétegvulkáni alakban. Az oligocénben folytatólagos piroklasztittal, az időszak végén savanyúbb riolittufával.

A kiterjedésben és vulkáni működésben legjelentősebb, belsőkárpáti vulkáni övhöz tartozó neogén vulkanizmus a helvéti, tortonai és szarmata emeleteken át a pannonvégi bazalttal zárul. A hiányosan mutatkozó (nagyrészt lepusztult) akvitáni emeletben nincs nyoma. A helvéti emeletben riolittufával, a paleogén vulkanizmus területét is magában foglaló általános elterjedésben, a szünetelő vulkanizmus újraindulása lehet. Tovább folytatódóan andezit, riolitláva és tufa váltakozó ismétlődésével, változó savanyúságú és alkáliás kőzetváltozatokkal, bázisos bazalttal záruló, időnkénti szüneteléssel, folyamatos vulkáni működésnek tekinthető.

Valamennyi magyarországi vulkáni tevékenységnek közös jellege, hogy minden területen epirogenetikus kiemelkedő vagy süllyedő térszíni kitörés; nem közvetlenül a legnagyobb orogén mozgáshoz kapcsolódik, hanem azt megelőzi (Mecsekhegység) vagy követi. A mecseki krétaeleji vulkanizmus rövidtartamú, orogén előtti, táblás szerkezetű kiemelkedéshez fűződik.

A gyengébb, de vékony tufarétegekkel eléggé általános elterjedésű eocén vulkáni működés szintén nem esik közvetlen orogén időszakba. A pireneusi mozgásokat megelőző, süllyedő kéregmozgást jelez, a felsőeocén transzgresszióval kapcsolatosan. A középsőoligocénben mutatkozó tufarétegek ismeretlen vulkáni központja sem hozható orogén szakasszal közvetlen kapcsolatba. A miocén vulkánosság ugyancsak ismeretlen kitörési helyű alsó és középső riolittufa, a stájer mozgások szinorogén süllyedő kéregrészein mutatkozik. A hatalmas tortonai—szarmata vulkáni működés a kárpáti flis főgyűrődési szakaszához csatlakozóan egész tartamában kiemelkedő—ingadozó kéregmozgás, a szarmatában kizárólag kiemelkedéssel. Végül a pannonvégi bazaltvulkanizmus, a Kárpát vidéki rodáni—romániai szakaszba sorolható ugyan, de gyűrődés nélküli süllyedékekben (Kisalföld, Északnógrád) vagy töréses táblán történt kitöréssel (Balatonmellék).

A magyarországi vulkanizmus a megfelelő területeken minden időben, gyűrődés előtti vagy gyűrődés nélküli állapotban ment végbe, az orogént megelőző vagy azt követő töréses mozgásokkal. A törések epirogén mozgásból erednek, s azok létrehozásában a magmamozgás aktív szerepű is lehetett. A harmadidőszaki vulkánosság, főként annak legerőteljesebb tortonai—szarmata szakasza nem annyira a kárpáti orogén, mint inkább a medencealakulás tartozéka, amire már id. Lóczy is utalt. A vulkáni működés szakaszai a medenceképződés süllyedő szakaszával egyeztethetően, hosszabb idejű előkészítéssel, differenciáltabb riolitmagmával kezdődnek. Ezt követi a mozgé-

konyabb bázisosabb andezitmagma különböző helyzetű kitörésl paroxizmusa szerinti kőzetfajták összetartozó sora, s lezárja a részmagma riolitja. A miocén vulkánosság ezek szerint egységes magmaszakasz, a maga egészében medenceperemi helyzetű, epirokinetikus mozgásokhoz kapcsolódó kitöréssel, túlnyomólag szárazföldi, tengermenti vulkánokkal. A medenceközépen mutatkozó vulkánok pedig a különböző szerkezeti egységek határát jelző szegélytörések mentén foglalnak helyet. Föltűnő, hogy a miocén vulkánok lávaképződményei, a komlói amfibolandezit kivételével, az alaphegységekbe sehol sem nyomultak bele, bár azok medencealji folytatását áttörve kerültek felszínre. A miocén előtti vulkánok a paleozóos—mezozóos alaphegységeken belül vagy azok medenceperemi beszakadásán vannak. A miocén vulkánok elrendeződése tehát az alaphegységek peremtöréseinek miocén előtti kialakulását bizonyítja.

Balkay Bálint a kéregszerkezet és magmás tevékenység közötti összefüggésre vonatkozó tanulmányban, a diszjunkciós és kompressziós igénybevételt a vulkáni működés szabályozójának említi. A magmás tevékenység a szerkezeti elváltozási (gyűrődés, törés) szakaszokhoz képest eltolódik. A húzásos (diszjunkciós) szakaszok után a vulkáni működés hosszabb ideig tart, az összenyomásos (kompressziós) szakaszokban szünetel. Ez az általános földtani tétel a magyarországi vulkanizmusban jól igazolódik. Ez azonban nem jelentheti azt, hogy a magyarországi földkéregrész elvékonyodása a nagyméretű vulkanizmusra vezethető vissza. A kéregrész vékonysága a magmaföltörés oka lehet.

A rétegtanilag rögzített vulkáni képződmények együttesében nehéz elkülöníteni egyes vulkáni szakaszokat Stille szerinti megkülönböztetésben. A triász és a kréta vulkánosság kétségtelenül önálló működési szakaszok, nyilvánvaló bázisos kezdeti (iniciális) jelleggel. Az eocén—oligocén andezitvulkánosság a pireneusi mozgásokkal járó ugyancsak önálló működési szakasz, szintén kezdeti jellegű, s az oligocén végén válik savanyúbbá, riolittufával, a szávai orogén előszakaszára vonatkoztatható epirogenetikus kiemelkedéssel. Kérdés, hogy az oligocénvégi riolit zárórésze lehet-e a paleogén vulkanizmusnak?

A miocén vulkanizmust hosszantartó, rövidebb-hosszabb időtartamú szüneteléssel, egységes vulkáni szakasznak kell tekintenünk, a hiányos akvitáni —burdigalai emeletben vulkáni nyom nélküli szünettel. A stájer mozgásokhoz kapcsolódó helvéti riolittufa ilyen módon savanyúbb anyagú kezdeti vulkanizmus, amely ebben az alakban, a szarmata emeletig bezárólag, a helvéti és tortonai emeletben megismétlődik. Egyidejű andezit, dácit és trachit fajtákkal. Ebben a megítélésben a pannonvégi bazaltvulkánosság sorrendi tekintetben finális. Stille még megkülönböztet hipogén- és litogén-finális magmát. Előbbi a mélyebb, szima eredetű, utóbbi a már magasabb helyzetű szubszekvens vulkáni fészekben levő magmának végső differenciációs terméke. Ebben a megkülönböztetésben a nógrádi bazaltvidék litogén-finális, a dunántúli és azzal egyező burgenlandi—stájerországi bazalt hipogén-finális vulkanizmus.

Winkler-Hermaden szerint a területileg és időben egységes bazalt vulkanizmus a dáciai emelet süllyedési szakában a szima-övig terjedő mélyreható hasadékrendszer eredménye. Ez a lehetőség a bazaltvulkánok felszíni eloszlásában nem jut kifejezésre, mert azok elrendeződése nincs törésvonalakhoz kötve. Ilyen fiatalkorú hasadékrendszer a medenceüledékösszletben sem észlelhető. A medencealjzat szilárd mélyszerkezetében a felépítményt nem érintő hasadékrendszer sem valószínűsíthető. Magmatektonikai

tekintetben tehát a bazaltvulkánosság nyílt kérdés marad. Nem marad más hátra, mint a nem nagyon mély (5—6 km) bazaltmagmafészekből indult vulkanizmust a 25—30 millió éves miocén vulkanizmustól elkülönített, újraéledt vulkáni kezdőszakasznak (iniciális) tekintsük. Ez nem zárja ki a mélyből jövő új magmafölnyomulás lehetőségét sem.

Mindezekből kitűnik, hogy a varisztid kvarcporfirvulkanizmustól eltekintve, a magyarországi neoid magmatektonika idősebb (mezozóos) és fiatalabb (harmadidőszaki) vulkáni nagyszakaszát ismerjük föl. Ebben egyezik Stille kárpáti harmadkor előtti idősebb és neogén, fiatalabb magmás alszakaszaival. Magyarországon azonban az idősebb magmaszakasz két alszakaszt képvisel, az egyik a gyengébb triászbeli (kimmériai előtti) a másik ausztriai mozgás előtti és larami, krétabeli. Mindkettő egymástól független kezdeti vulkánosság. A harmadidőszaki szakasz két illetve három alszakaszt képvisel, az első kettő változóan folytatólagos, a harmadik (bazalt) kezdeti vulkánossággal.

A vulkáni működés szakaszai nem esnek egybe az orogén szakaszokkal; ezeket megelőzik, többnyire követik, mindenkor epirogenetikus jellegű mozgásokkal. Ugyanezt állapította meg Cornelius is az Alpok előterében levő stájerországi harmadidőszaki oligocén—miocén vulkanizmusról. Ez a szávai orogén gyenge előszakaszában, a középső-oligocénben, a szoczkai rétegek alján, kiterjedt kezdeti andezitvulkanizmust képviseli. Maribor körül dácit, a Dráva áttörés szávai redőiben, a gyűrt szoczkai rétegekkel diszkordáns dácittufa, a szávai orogént követő szinorogén vulkanizmus. A burdigalai—helvéti rétegekben andezit és bentonitos tufit a szávai orogén szubszekvens vulkanizmusa. Az újstájer mozgáshoz fűződik dácit—andezit, bentonitos tufa, kezdő vulkanizmussal, az alpi miocén vulkanizmus egészében, szubszekvens módon. Gleichenberg körül helvéti—alsótortonai trachiandezit, trachit és liparit, a magyarországival egyezően stájer orogént követő vulkanizmus. A dáciai emeletbe sorolt bazalt azonos jellegét már említettük. A Magyar medencével egyező vulkanológiai helyzetet Winkler-Hermaden is megállapította.

Ugyanezek a vulkanológiai szakaszok mutatkoznak a belsőkárpáti vulkáni öv országhatáron túli szlovákiai és kárpátukrajnai részén. Rá kell mutatnunk arra is, hogy az ország keleti részén, a vulkáni működés említett időbeli eltolódásával, a tortonai—szarmata emeletben túlsúlyra jutnak a savanyúbb vulkanitfajták (dácit, riolit és tufa) a medencében fokozott vastagságú összletekkel. Eddigi ismereteink szerint a miocén vulkáni alszakaszban az ország nyugati részén riolit és riolittufa, a keleti részeken, főként a medencében dácit és dácittufa mutatkozik, azonos szintekben. A dácitkifejlődés erdélyi jellegét a földtörténeti tárgyalásban említettük. További részletes kőzetgenetikai vizsgálatokig utalunk itt arra, hogy ez a vulkanológiai eltérés az ország nyugati és keleti alaphegységrészeinek megállapított medencealjzati kifejlődési különbségeivel összefügghet.

Fölvetődik itt a Magyarország egész területére kiterjedt vulkáni képződményekkel kimutatható nagyméretű miocén vulkanizmus kitörési központjai területi helyzetének és ezzel kapcsolatosan magmafészkének vagy fészkeinek kérdése. Szádeczky-Kardoss a belsőkárpáti miocén vulkáni koszorúban négy vulkáni központot különböztet meg: *1.* Dunazug—Börzsöny, *2.* Cserhát—Mátra, *3.* Szlovákiai Érchegység, *4.* középtiszai központ a Tokaj—eperjesi vulkánokkal a magyarországi részeken. Nem valószínű, hogy ezekből a medenceperemi vulkáni központokból az alföldi, különösen a tiszántúli medencerészek nagyvastagságú vulkáni képződményei (Nyíregyháza, Hajdúböszörmény) is származtathatók. Itt valószínűleg különálló, medencebelseji vulkánokkal is számolnunk kell. Még határozottabban vonatkozik ez a Dunántúlra, ahol a szanyi miocén vulkáni képződmények még besorolhatók a belsőkárpáti vulkáni vonulatba, de a délebbre eső Pannóniai medencerészekben ugyancsak általános elterjedésű helvéti—tortonai riolittufarétegek, az elszigetelt komlói amfibolandezit, valamint helvéti riolit (Szekszárd), nemkülönben a szarmata riolit és riolittufa határozottan a belsőkárpáti miocén vulkáni vonulaton kívülálló, medencebelseji külön vulkáni kitörésből származnak, szerkezetileg más vonulategységeken belül, valószínű-

leg önálló külön magmafészkekkel is. Vitathatatlan ez a dunántúli bazaltvulkánosságra vonatkozóan.

STILLE legújabb munkájában foglalkozik a magmaanyag származásának kérdésével. Megállapítja, hogy a magma a medence felől nem jöhetett, mert az itteni neoid szerkezetben alpi jellegű gyűrődés nincsen. Szerinte itt a kratogén süllyedéssel az eredeti varisztikus szial aljzat alsó része sem juthatott a beolvadásos szintig. A külső flisöv externid fölgyűrődésével kapcsolatban a magma befelé vándorlásával sem számolhatunk. A gyűrt összlet nagy mélységre jutására vonatkozó régebbi magmaképződési magyarázat itt nem használható. STILLE szerint az alááramlásos gyűrődéses szerkezettel megvastagodott kárpáti szial kiemelkedése a magma anyagát az olvadt aljzaton szilárd állapotban tolta délre, s itt vált magmává. Ez a kőzetvándorlás a szávai flisgyűrődési szakaszban történt, majd a kisebbmérvű stájer alátolódásos, izosztáziás süllyedéssel jutott beolvasztási mélységbe, a stájer törések mentén. A szávai mozgásokkal mélybejutott szial szinorogén izosztáziás besüllyedéssel keletkezett magma föltörését az alpi jellegű tektonikát fölváltó, nagy törésrendszereket létesítő „destruktív", germán jellegű szerkezetalakulás tette lehetővé. Ez a miocén süllyedés a flisöv felől alátolódott szial anyag magmásodását kiteljesítette, és a magma a periferiális törésrendszereken folyamatosan föltört. Ez a magyarázat nem oldja meg a magmadifferenciálódás kérdését, s lényegileg közös magmafészket föltételezve, az egymásrakövetkező szintekben a riolit- és andezit-, végül a bazaltanyagok váltakozására sem ad feleletet.

SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT is foglalkozott a magyarországi magmatizmus geomechanikai kérdésével. A kratogén kéregvastagságot átszelő átlós törések nyitott és széthúzott hasadékain beolvasztás nélkül, eredeti összetételében könnyen föltörő magmában látja a kratogén atlanti (alkáli) kőzetek keletkezésének okát. A viszonylag savanyúbb és bázisosabb kőzetfajták tér- és időbeli viszonyát egymáshoz ez sem teszi érthetőbbé. A kitörési módok megállapíthatóan változó volta pedig, a kitörési mutató értékváltozása szerint, kétségtelenül nem a mindig könnyű járatok létezését jelzik.

SZÁDECZKY-KARDOSS a magyarországi magmatitok mechanizmusára vonatkozó egységes szemléletű, következetes tanulmányában összegezőleg utal a magmás tevékenység nagy változatosságára. Ezt a változatosságot, részletes vizsgálatai szerint, nem a földkéregben végbemenő differenciáció határozza meg, hanem a kőzetjellegek és kifejlődési módok sokfélesége, a felszínen vagy a felszín közelében, a megmerevedés állapotában végbemenő geokémiai folyamatoktól elsősorban a transzvaporizációtól függően. Az ennek nyomán megnövekedett differenciálódásra képes hipomagma szétkülönülődése és a könnyen illó anyagok felszabadulásával járó utólagos endomagmás hatások eredményezik a kőzetfajták változását és sokféleségét. A magmaképződés tehát nem a földkéreg nagy mélységeiben, hanem hipomagmás és metamagmás jelenségek során történik, ami a magyarországi magmás tevékenységnek jellemző sajátossága, az itteni kéregrész geofizikailag megállapított, rendesnél vékonyabb voltától függő szerkezetének következménye. A vékonyabb kéregrész különleges mozgékonysága illetve merevebb volta miatt nincs orogén-geoszinklinális jellegű, hosszantartó üledékképződés, s a rövidebb tartamú, gyors süllyedéssel keletkezett vastag üledéktömegek nagyobb nedvességtartalmúak maradnak. Ez az üledéknedvesség fokozza és tartósítja a hipomagmás és metamagmás folyamatokat, s a kisebb hőmérsékletű hipomagma körül kevésbé mobilizálódó alkáliák nem vezethetnek metamorfózisra, csak kisebb mértékű kőzetelváltozások létesülnek.

A magmatizmus folyamatának ez a kéregszerkezeti kapcsolata jellemző sajátsága a magyarországi illetve egész belsőkárpáti vulkánosságnak, magmaképződésnek, magmakinetikának, aminek részletei még további vizsgálatokat igényelnek.

Földtani emelet	Mecsek-hegység	Bakony-hegység	Budai hegység	Dunai andezitcsoport		Cserhát-vidék	Mátra-hegység
				Dunazug-csoport	Börzsöny-csoport		
Pannóniai		Hidro-kvarcit, bazalt-tufa és bazalt					Észak-nógrádi bazalt és bazalt-tufa
Szarmata			Szárazulati riolittufa Halmirolitos elváltozású riolittufa	Szárazulati riolittufa és tufit		Riolittufa	Szárazföldi riolittufa, andezittufás agglomerátum és kavics Riolittufa, Riolit
Tortonai	Riolitos tufit	Riolittufa	Utóvulkáni hidro-kvarcit	Andezit fajták és tufafélék	Utóvulkáni hidro-kvarcit Biotitos dácittufa Andezit-összlet tufa és agglomerátum	Utóvulkáni hidro-kvarcit	Kálitrachit Hidro-kvarcit Dácit
						Felső andezitöszlet	
						Középső andezitöszlet	
						Alsó andezitöszlet	
Helvéti	Amfibol-andezit Riolit Riolittufa		Riolittufa	Biotitos amfibol-andezit Riolittufa Gránátos dácit	Biotitos amfibol-andezit Dácit (Nógrád)	Középső riolittufa, helyenként dácittufa, kovásodás, bentonitosodás	
Burdigalai							

Irodalom

BALKAY B., Adatok a magyarországi harmadkori magmatektonikához. Geokémiai Konf. 1959.

FRITS J., Sárazsadány—Tolcsva—Vámosújfalu közötti terület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról, 1959.

vulkánosság átnézete *XVIII. táblázat*

E., 1959)

Bükk-hegység	Sajó—Bódva-vidék	Tokaj-Hegyalja	Medenceképződmény: Pannóniai	Medenceképződmény: Nagyalföld	Földtani emelet	Orogén kapcsolat
		Hidro-kvarcit	Bazalt		Pannóniai	Rodáni és attikai orogén-szakasz, helyenként igen erős diszlokáció, lokalizált központi vulkánokkal
Szárazföldi andezittufa, kavicsos andezitagglomerátum Riolittufa	Piroxén-andezit-tufa és agglomerátum	Kálitrachit Andezit Riolittufa és riolit Piroxén-andezit és andezittufa	Riolit (Kulcs) és riolittufa	Riolittufa	Szarmata	Epirogén szakasz, túlnyomólag kiemelkedő mozgások a belső szegélytörések mentén folyamatos, heves vulkanizmus
	Nátrontrachit (Sajóhídvég)		Riolittufa és tufit	Andezittufa	Tortonai	
tufit			Riolittufa Riolit (Szekszárd, Nagyszokoly)	Hiperszténdácit, tufa Riolittufa (Baja, Madaras)	Helvéti	Újstájer mozgásiszakaszazalaphegységek szélén ingadozó lassú elöntéssel, tengermenti kőszénképződéssel a medence belseje felé erőteljes, folyamatos süllyedéssel
Hiperszténdácit, Riolit—dácittufa (alsó) riolittufa					Burdigalai	Óstájer mozgási szakasz az ország északi és északkeleti részén szinorogén, túlnyomólag folyamatos süllyedő mozgással, végül kiemelkedéssel

Herrmann M., A komlói andezitterület újabb vizsgálata. Annales Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung. VIII. 1957.

Hoffer A., Geológiai tanulmány a Tokaji-hegységből. A Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Kiadv. 1. 1925., 2. 1925—26.

Hoffer A., A Szerencsi-sziget földtani viszonyai. Tisia. A Debreceni Tisza I. Tud. Társ. III. oszt. munkái. 1. 1937.

Hofmann K., Megjegyzések trachytanyagnak a hazai óharmadkori lerakódásokban való előfordulására nézve. Földt. Közl. 9. 1879.
Horusitzky F.—Vigh Gy., Az ó-harmadkori vulkánosság újabb nyomai a Budai-hegységben. Földt. Közl. 63. 1933.
Jantsky B., A Velencei hegység hidrotermális ércesedése. MTA. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 1952.
Jugovics, L., Dazit Vorkommen im Börzsöny-Gebirge. Min. u. Petr. Mitt. 43. 1933.
Jugovics L., Adatok a Cserháthegység andezitjének ismeretéhez. Földt. Közl. 79. 1949.
Jugovics L., A dunántúli bazaltbányászat fejlődésének kőzettani adottságai. Építőanyag 1957.
Jugovics L., Újabb vulkanológiai és kőzettani megfigyelések a Tátika csoport bazalthegyein. Földt. Int. Évi Jel. 1955—56. 1959.
Kiss J., A sárszentmihályi riolit-kérdés. Földt. Közl. 81. 1951.
Kiss J., Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnó-hegyen. Földt. Közl. 88. 1958.
Koch A., A Szentendre—Visegrádi és a Pilis-hegység földtani leírása. Földt. Int. Évk. 1. 1871.
Koch A., Új adatok trachitanyagnak a budavidéki óharmadkori üledékekben való előfordulásához. Földt. Közl. 38. 1908.
Lengyel E., Petrogenetikai megfigyelések a Pilisszentlászló környéki andeziteken. Földt. Közl. 55. 1925.
Lengyel E., A Szentendre és Pilisszentlászló közötti terület andezites kőzetei. Bány. és Koh. Lap. 58. 1925.
Lengyel E., A tokaji Nagyhegy rhyolitos és andezites kőzetei. A Debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Bizotts. Kiadv. 2. 1926.
Lengyel E., A dunazughegységi andezitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük. Földt. Közl. 81. 1951.
Lengyel E., A Tokaji hegység földtani fölépítése Erdőbénye—Tolcsva—Erdőhorváti környékén. Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról, 1959.
Liffa A.—Vigh Gy., Adatok a Börzsöny-hegység bányageológiai viszonyaihoz. Földt. Int. Évi Jel. 1929—32-ről. 1937.
Majzon L.—Reich L., A szamosmenti (csicsóhegyi) erupciós vonulat és az Erdélyi medence tufáinak genetikai kapcsolata. Földt Közl. 77. 1947.
Mauritz B., A Mátrahegység eruptív kőzetei. Math. és Termtud. Közl. 30. 1909.
Pantó G., A nagybörzsönyi ércelőfordulás. Földt. Közl. 79. 1949.
Pantó G.—Földváriné Vogl M., Nátrongabbró a Bódva-völgyben. Földt. Int. Évk. 39. 1950.
Pantó G., Az eruptívumok helyzete Diósgyőr és Bükkszentkereszt között. Földt. Közl. 81. 1951.
Pantó G., A gyöngyösoroszi magmadifferenciáció és ércképződés. MTA. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 1952.
Pantó G.—Székyné Fux V., A Tokaji hegység harmadkori vulkáni tevékenysége. Geokémiai konf. 1959.
Papp F., A Börzsöny-hegység eruptív kőzetei. Mat. és Termtud. Ért. 49. 1932.
Papp F., A Börzsöny-hegység andezit és dácit kontaktusai. Földt. Közl. 52. 1932.
Papp F., Márianosztra és Nagyirtáspuszta környékének kőzet- és földtani felépítéséről. Földt. Közl. 63. 1933.
Papp F., A Börzsöny-hegység középső részének eruptív kőzeteiről. Földt. Közl. 64. 1934.
Papp F., Mórágy-vidéki gránitok és kísérőkőzetek. Földt. Közl. 82. 1952.
Pálfy M., Adatok a Tokaji-hegység harmadkori erupcióinak korviszonyához. Földt. Közl. 57. 1928.
Pálfy M., Tanulmányok az Eperjes-Tokaji hegységben. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról, 1935.
Quervain, Die jungen Eruptivgesteine d. pannonischen Senke. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1927.
Rozlozsnik P., A Tokajhegyalja DNy-i részének stb. földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1929—32-ről, 1937.
Schréter Z., A Füzérradvány és Gönc között levő terület földtani viszonyai. Jel. a Jöv. Mélykut. 1947—48. évi munkálatairól.
Schréter Z.—Mauritz B., A lovasberényi II. sz. mélyfúrás földtani eredményei. Földt. Közl. 82. 1952.
Szádeczky-Kardoss E., A magmás kőzetek és ércek képződési mélységének meghatározásáról. MTA. Műsz. Tud. Oszt. Közleményei. XX. 1957.

Szádeczky-Kardoss E., A vulkáni hegységek kutatásának néhány alapkérdéséről. Földt Közl. 88. 1958.
Szádeczky-Kardoss E., A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról. Geokémiai konf. 1959.
Szádeczky-Kardoss E.—Vidacs A.—Varrók K. és munkatársak: A Mátrahegység harmadkori vulkánossága. Geokémiai konf. 1959.
Szalai T., Palaeogén vulkáni lánc a magyar közbülső tömeg „0" vonala mentén. Bány. és Koh. Lap. 70. 1937.
Szentpétery Zs., Diósgyőr és Szarvaskő vidéke paleo- és mezoeruptivumainak földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1917—19-ről.
Szentpétery Zs., Földtani megfigyelések Alsó-Hámor vidékén, Borsod m. Tud. M. Biz. Szeged. 1924.
Szentpétery Zs., A bükkhegységi gabbroid tömeg képződéséről. Mat. és Termtud. Ért. 49. 1932.
Szentpétery Zs., Szarvaskői amphibolit. Mat. és Term. tud. Ért. 57. 1938.
Székyné Fux V., Bentonitosodott riolittufa Budapest—Kőbányáról. Földt. Közl. 78. 1948.
Székyné Fux V., A magmás kőzetek szerepe a komlói kőszénösszletben. MTA. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 1952.
Székyné Fux V., Adatok a Dunántúli medence harmadkori vulkánosságához. Földt. Közl. 87. 1957.
Täuber, A., Lage und Beziehungen einiger tertiärer Vulkangebiete Mitteleuropas zu gleichzeitigen Meeren oder grossen Seen. Neues Jahrbuch f. Min., Geol. und Pal. Beilage-Bd. XXXVI. 1913.
Varjú Gy., Tolcsva környéki földtani térképezés. Földt. Int. Évi Jel. 1955—56-ról, 1959.
Vendl A., A magyarországi riolittípusok. Mat. Term. Közl. XXXV. 1927.
Vendl M., Biotitos dácittufa Kistétényről. Földt. Közl. L. 1920.
Vendl M., Újabb adatok a tétényi kallóföld (bentonit) ismeretéhez. Mat. és Term. tud. Ért. 57. 1938.
Vitális I., Balatonvidéki bazaltok. Balaton I. 1909.

F) MAGYARORSZÁG SZERKEZETI EGYSÉGEI

Tektonikai kérdések általános értelemben, határozottabb alakban csak mintegy négy évtized óta jutottak előtérbe az erdélyi földgázkutatások nyomán, a magyar földtani vizsgálatokban is. Ez érthetőleg következik egyrészt hegységeinknek az alpi méretekhez viszonyítva egyszerűbb fölépítéséből, a túlnyomólag csak faunaleírásokra irányuló gyűjtések kissé lassan haladó rétegtani megismeréseiből, másrészt abból is, hogy a földtannak ez a nagy jelentőségű fejezete, mint tudjuk, a századforduló óta alakult ki és fejlődött nagygyá, módszereiben és szemléletében, mindmáig nagyon sok ellenmondással és tisztázatlan alapkérdésekkel. A magyar föld szerkezeti földtani jellegére vonatkozó eddigi viták, a gyűrődés és törés látszólagos ellentétei, a mai tektonikai szemléletben kiegyenlítődnek, meghaladottakká, sok tekintetben lényegtelenné is válnak.

Az idevonatkozó számos részlettanulmány alapján, ma már nem vitás, hogy a magyar föld, újeurópai területi helyzetének megfelelően, az Alpidák orogén mozgási szakaszában valamilyen módon részt vett, s ezek a mozgások a legfiatalabb időkben, mindmáig terjedően, különösen erőteljesek voltak. Ezek a mozgások hegységrészeinkben, időrendben többé-kevésbé biztosan rögzíthetők, formaelemekben azonban sokszor vitathatóan értelmezettek. Magyarország földtani megismerésének mai állapotában senki sem vonja kétségbe a legfiatalabb mozgások tényét, sőt azok nagy méreteit sem. A szerkezeti elemek értelmezésében, a mozgások módjának fölfogásában, a szerkezeti formák fölismerésében, a fogalmak helyes használatában azonban a túlzások kiküszöbölésére és egyértelműségre van szükség.

Magyarország földje nem alpi szerkezetű, de a hegységképződési időtörvény érvényességének tágabb értelemben vett keretei között az alpi mozgások megnyilvánultak itt is, más módon és más mértékben, más szerkezeti formák létrehozásával, minőségi és mennyiségi különbségekkel. Ezzel kapcsolatban tisztázásra vár azonban az a nagy, általános jellegű elvi kérdés, hogy a hegységszerkezet képződése, azaz a földtanban korszerűen értelmezett orogenezis, minden körülmények között csak gyűrődéssel, illetve kétoldali nyomásból történő rétegösszlethajlítással, kiterjedést rövidítő redőalakulattal történik-e. Mai általánosan elfogadott értelemben ez tudvalevőleg csak a geoszinklinális jellegű, mozgékony övekre vonatkozik. Viszont a geoszinklinális fogalom, széleskörű kiterjesztéssel, minden nagyvastagságú üledékösszletet tartalmazó nagyon különböző mozgékonyságú kéregrészeket magába foglaló üledékgyűjtőre vonatkoztatható. Elméletileg tudjuk, hogy az anyagok mechanikai nyomási igénybevétele, bizonyos határig, hajlításban váltódik ki. Különnemű kőzetekből álló rétegösszletek együttes hajlítási lehetősége, bizonyos körülmények között olyan kicsiny, hogy már kezdetben törés áll be és a mozgás ezeken a törési síkokon megy végbe. Ezt fejezi ki az általánosan elfogadott kratogén megjelölés, aminek a gyűrt orogéntől eltérő mozgásmechanikai viselkedése törésekkel, azonos módon többszörösen megismétlődhetik. Ezzel szemben a gyűrt rétegösszlet újabb erőhatásra nem gyűrődik, hanem szilárd állapotában ugyancsak töréssel reagál (törvegyűrt, germán jelleg).

Nincs még egyértelmű, mechanikailag elfogadható magyarázat az üledéktáblák hajlításos formaelemeinek, a redőknek keletkezési folyamatára, kőzettéválás közben vagy azt követőleg történt alakváltozására, üledékképződés közben lágy, képlékeny üledék alakban, az üledékgyűjtőben, avagy azt követően, megszilárdult állapotban végbemenő alakváltoztató, boltozatformáló mozgási folyamatára. A gyűrődés mélységi kiterjedése a földkéregben, a rétegösszletek diszharmóniás mozgékonysága miatt, sokkal nehezebben megállapítható, mint a törések menti elmozdulás, ami bizonyos határokon belül, mélyfúrási adatokból, megismétlődő rétegösszletek sorrendjéből kimutatható. Mindkét mozgási mód esetében kétségtelen, hogy külszíni észleléseink nyomán, teljes határozottsággal csak a földkéreg elenyészően csekély vastagságú legfelső részét átható szerkezetalakulással számolhatunk. Ezek az alapkérdések előtérbe hozták a hegységszerkezet folyamatának (tektogenezis) és kialakult állapotának (morfotektonika), valamint a felső szerkezet (felépítmény), alsó szerkezet (alépítmény) és a mélyszerkezet (Kraus, Kober) függőleges tagolásának megkülönböztetési szükségét.

A legújabb kritikai összefoglaló tanulmányok értelmében az orogén a geoszinklinális mozgások során, túlnyomólag folyamatos süllyedéssel nagyvastagságú üledékösszletből, összenyomódással, gyűrődéssel keletkezett (orokinezis, Kraus). Ennek értelmében a gyűrődés a süllyedő geoszinklinálisban a szárazulatok peremén történő összeszorulásos szerkezetváltozás. Ezzel szemben a szárazulatoknak egészben történő szerkezetváltoztatás nélküli, függőleges (emelkedő—süllyedő) mozgási folyamata, az epirokinezis (Kraus). Így az orogén fogalom nem egészen azonos az orogenezissel, a tulajdonképpeni hegységképződéssel, mert ez az orogénnek csak szerkezetalakulását rögzíti. Az orogenezisben, az orokinezis késői szakaszában kiemelkedett orogén, külső erők útján létesült változásokkal egészül ki (morfogenezis). Ilyen megkülönböztetéssel az időfogalommal kiegészített jelenségösszlet az alpi, a germán vagy a röghegység alakulásra vonatkozólag szerkezet-történeti magyarázatot kap (Tektohistoria, Kraus). Ebben a szerkezet-történeti elemzésben az orokinetika nyomán létesült morfotektonika megismétlődő módon, oromorfogenezisben összegeződik.

Magyarország nagyszerkezeti alakulásában csak a felépítmény többé-kevésbé vizsgálható részére vagyunk utalva, a fedőhegységek és az alaphegységek szerkezeti elemeinek együttesével, beleértve a medencealjzat mélyfúrásokkal megismert kifejlődését is. Az utóbbiak szerkezetalakulása csak a területileg közelálló azonos kifejlődésű felszíni alaphegység szerkezetével való összehasonlítással valószínűsíthető. A medencealjzat mélyfúrással megállapított földtani kifejlődése, rétegtani fölismerése, magában véve korántsem jelent szerkezetet, még a mélységi helyzet rögzítésével vagy a geofizikai kép értelmezése szerint sem.

A legutóbbi időkig az orogenezis fogalomköre csak a gyűrt hegységláncolatokra vonatkozott, a törések és azok mentén történt különböző elmozdulások figyelembevétele nélkül, a gyűrődés és a törés jelenségeinek, alakulatainak és folyamatainak éles elkülönítésével és szembeállításával. A töréses rögképződést, hegységalakító módon, a Budai hegység hármashatárhegyi földtani szelvénye szemlélteti, Hofmann nyomán. A gyűrődés és a törések együttes szerkezetalakító szerepét Stille a szaxoni, germán jellegű, gyűrvetört hegységformákkal rögzítette. Az újabb hegységszerkezeti magyarázatok figyelembe veszik a törések szerepét a gyűrődés folyamatában és a gyűrthegységek alakulásában is. Az utolsó évtizedekben a tektonikai vizsgálatokban is jelentős méretekben előretört szovjet földtani tanulmányok (Satszkij, Pejve, Hain, Bogdanov, Belouszov) a földkéreg nagyszerkezetében a gyűrt szerkezetnek kisebb szerepet tulajdonítanak, mint a töréseknek. Pejve földtani tényekkel alátámasztott tanulmányai szerint a földkéreg nagy egészében nem gyűrt, hanem mélyreható törések mentén történt elmozdulások szerint, rögszerkezetű, illetve gyűrt rögszerkezet, röghullám jellegű. Részleteiben, a különböző földkéregrészek rétegtani és kőzetösszleteinek együttes mozgékonysági sajátsága szerint, a felépítményben helyenként a gyűrődéses, másutt a töréses formaelemek jutnak túlsúlyra. A kétféle szerkezetalakulás időben és térben együttes kapcsolatban, összefüggésben érvényesül. Az együtthatás abban mutatkozik, hogy a töréses röghegységben is lehetnek hajlításos (gyűrt) formaelemek s a gyűrthegységben is irányadó, hegységalakító a töréses elmozdulás. Hain utal arra is, hogy a gyűrtrög-szerkezet általános földtani törvényszerűség, amely különösen olyan hegységekben szembetűnő jelleg, ahol az alépítményt képviselő átalakult kristályos és gránit aljzat, kétségtelen mélyreható törések mentén, a felszínre bukkan.

A következőkben Magyarország hegységeinek szerkezetét és hegységalakulását ezekkel az alapelvekkel vizsgáljuk, az előrebocsájtott földtörténeti tények igazoló segítségével, túlzó elméleti föltevések mellőzésével.

Földtani szerkezet tekintetében tehát külön-külön vizsgáljuk először az egyes szerkezeti egységek fölépítési módját, majd abból következő tektonikai jellegét. A szerkezeti egységek elbírálására és megkülönböztetésére figyelembe kell venni : *1.* a rétegtani kifejlődéseket és azok települési viszonyait, valamint a földtörténeti fejlődésmenetet ; *2.* a szerkezeti mozgások módját, létrehozott formáját és idejét. Mindenütt, ahol ezek egyezők, illetve ahol és ameddig ezek azonosak, addig a vonulatok vagy hegységrészek orogenetikailag egységesek és összefüggőnek vehetők. Figyelembe kell vennünk azonban, hogy szerkezetileg összetartozó hegységek, utólagos lepusztulási folyamatok során, morfológiailag eltérő módon alakulhatnak, tagolódhatnak, elkülönülhetnek. A morfológiai egységek tehát nem mindig azonosak a tektonikai egységekkel, mégha szerkezetileg azonos jellegűek is.

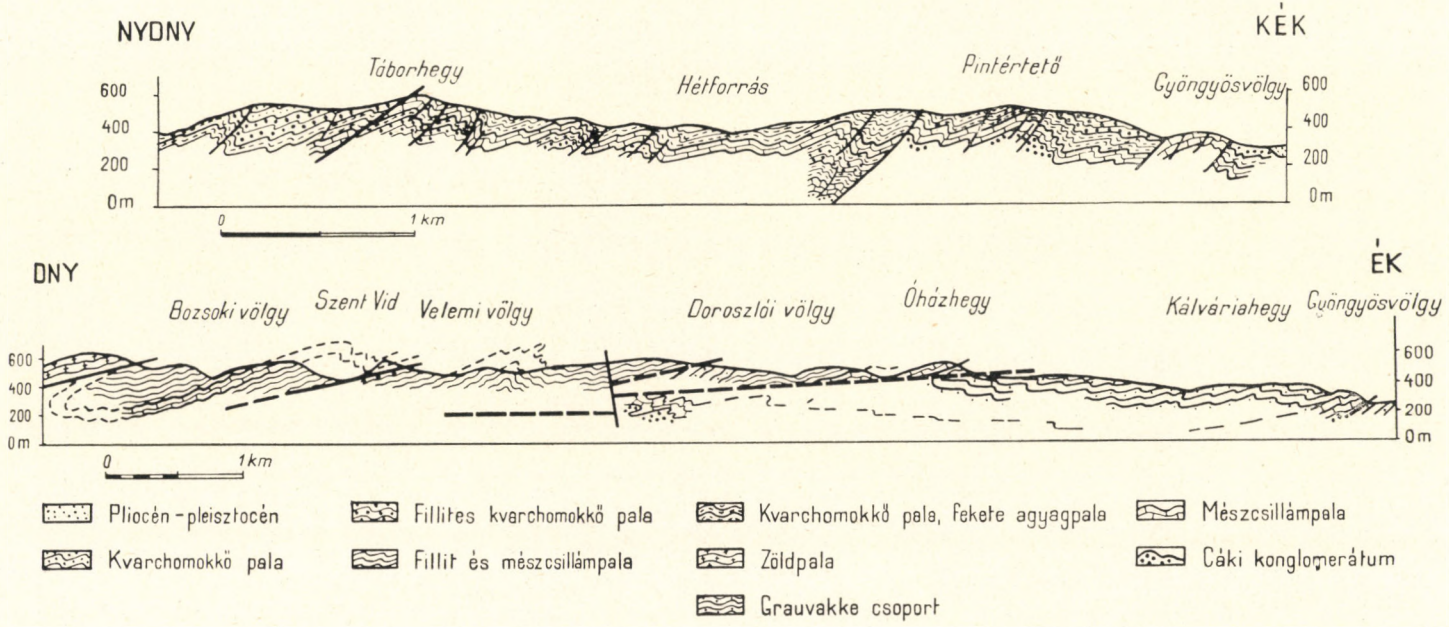
Földtörténeti—rétegtani alapon megkülönböztettük az alaphegységeket, fedőhegységeket és a medencealakulatokat. Az alaphegység és fedőhegység megkülönböztetése rétegtani fejlődésmenet, szerkezetképződés és hegységalakulás szerint is indokolt. Az alaphegység fölépítésében az idősebb képződmények vesznek részt, a kristályos, paleozóos és mezozóos tagokkal. Az ópaleozóos kristályos átalakult és a karbon képződmények egy része variszti, valószínűleg perm előtti gyűrődés, s rajta a perm—triász összlet transzgressziós táblás alakulata a többi mezozóos rétegösszlettel együtt újkeletű, neoid hegységalakulás. A fedőhegységhez soroltuk a harmadidőszaki képződményeket. Az elhatárolás alapját a régibb szerkezetképződési és hegységalakulási szakaszok mozgásai következtében mutatkozó diszkordancia szolgáltatja. A fedőhegység legtöbbször morfológiailag is jól elkülönül az alaphegységtől, kivéve, ha nagyon erősen lepusztult alaphegységre települ (Velencei hegységi, mecseki kristályos alaphegység tönkök).

A medencealakulat szorosan csatlakozik a fedőhegységhez, s attól legtöbbször morfológiailag nem különíthető el. A hegységperemekre települt fiatal harmadidőszaki fedőhegységi képződmények észrevétlenül simulnak bele az ugyancsak fiatal harmadidőszaki medenceüledékekbe. Az alaphegységek és fedőhegységek alakulása a szerkezetképződés (orogenezis) és hegységalakulás (morfotektonika) együttesének függvénye, ezzel szemben a medencealakulatok, többnyire szerkezet nélküli felépítményei, csak a legfiatalabb (pleisztocén—holocén) térszínalakulás üledéklerakodási és pusztulási folyamatainak eredményei.

A KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉGEK

Nyugati kristályos hegységroncsok

A földtörténeti áttekintésből kitűnik, hogy alaphegységeink medenceperemi helyzetűek vagy medencebelseji szigethegységek. A felszíni vonulatok között önálló egységekként különböztettük meg a nyugati országhatáron, a Keleti Alpok kristályos masszívumából átnyúlt részleteket, Sopron és Kőszeg vidékén. Ezek a kristályos hegységrészletek ópaleozóos alakulások, gyűrt, pikkelyes szerkezettel. Tektonikai helyzetük a keletalpi vonulatrészekhez tartozásuk szerint ítélhető meg. Valószínűleg gyűrt varisztid maradványok, amelyekben a későbbi tektonikai mozgások nyilvánvalóan töréses változásai nehezen különböztethetők meg. Kinyomozható pikkelyeik kétségtelenül a kőzetátalakító, gyűrődéses mozgások utáni, későbbi mozgásokból erednek. A redő-



172. ábra. A Kőszeg vidéki paleozóos szigethegység földtani szerkezeti vázlata (SZENTES F. szerint)

zöttség és pikkelyeződés is különböző szakaszú lehet. A kapcsolatos keletalpi szerkezetek az alpi orogén központi övéhez tartoznak, belső szerkezetükben ugyancsak gyűrt pikkelyekkel, takarórészekkel.

Sopron vidékén, VENDEL MIKLÓS a kristályos pala és gneisz hegységrészletet az alsó keletalpi takaróval hozta kapcsolatba, a Magas Tauern vonulatig terjedően. A Sopron vidéki kristályos szigetrögök, helyzetük szerint átmozgatott maghegység-részletek. Karbon előtti földtani koruk szerint varisztid bretoni maradványok, erősen gyűrt, nagypikkelyes szerkezettel. Egyetlen tagjuk sem autochton, a jelenlegi tönkhegységben VENDEL szerint a törések túlsúlya későbbi összetöredezettség eredménye. STILLE szerint az európai prekambriumi (asszinti) alpi jellegű gyűrt szerkezetű alépítményi övbe tartozik. Hegységalkati fejlődésmenete szerint gyűrvetört pikkelyrög szerkezet.

A Kőszegi hegység erősen lepusztított, szigetrögökre tagolt kristályos alaphegységvonulatának szerkezetét IFJ. NOSZKY JENŐ és SZENTES FERENC részletes térképezésével kapcsolatosan FÖLDVÁRI ALADÁR és SZEBÉNYI LAJOS együttes tanulmányából ismerjük. A fillitben és a kvarcfillitben izoklinális redőzöttséget, a mészcsillámpalában részaránytalan É—D tengelyű redőkből álló, kelet felé hajló, diszharmonikus redőzöttséget állapítottak meg. Ezek a Moravikumhoz csatlakozó varisztid redők, a bretoni és szudétai kéregalkati mozgási szakaszok alpi jellegű gyűrődéseiből származtathatók. A redőkön kívül, ellenlejtes és egyenlejtes törések, valamint nyílt hasadékok is vannak. Ezek nyilvánvalóan későbbi, helyenként egészen fiatalkorú (neoid), germán jellegű, néhol szinepirogén mozgások. Keleten a medence felé, nagy törések mentén hirtelen nagyobb mélységbe szakadnak le, helyenként térdráncos lehajlásokkal jelzett mozgással (172. ábra). A Kőszegi hegység jelenlegi szerkezeti jellege, fiatalkori lepusztulásból visszamaradt rögpikkely (gyűrtrög) sorozat.

A rétegtanilag megkülönböztetett kőszegi és velemi kifejlődés különböző szerkezeti egységet is képvisel, ÉK—DNy csapásirányú, a medence felé tíz fokos hajlású áttolódási síkon, a velemi egység a kőszegire tolódott. SZENTES szerint a Kőszegi hegység nyugatról kelet felé föltorlódott izoklinális pikkelyekből formálódik. Hovatartozását az Alpidákba, az Alpok és Kárpátok közötti helyzete szabja meg. Aligha tévedünk, ha a keletalpi takarórendszer lepontini sorozatával azonosítjuk, MOHR vizsgálatai értelmében.

Földtörténeti tekintetben nem kétséges, hogy a nyugati kristályos alaphegységrészek karbon előtti és karbonbeli szerkezeti alakulások. A Sopron körüliek térbeli helyzetük szerint az Alpok és a Kiskárpátok közötti varisztid előtti belső magok, uralkodóan közel É—D tengelyű redőpikkelyekkel. Medencealjzati folytatásuk a sopronmegyei Mihályi melletti mélyfúrásokkal igazolva van. További kapcsolatukat nem a Kiskárpátokban, hanem a Kisalföld alatt, Győr felé, a Dunántúli Magyar Középhegység északnyugati előterében, továbbmenőleg ÉK felé a Börzsönyhegység és a Mátrahegység andezitösszlete alatt, a Központi Kárpátok belső szerkezeti egysége a Gemeridák kloritos—szericites—albitos regionális gránitosodás nélküli, átalakult, ópaleozóos sorozata felé kapcsolódónak vehetjük (ZOUBEK).

A Kőszeg vidéki kristályos alaphegység belsővarisztid helyzetéből nehéz volna a varisztikus mozgásmechanizmust vagy szerkezeti részletezését adni, mégha ezekre vonatkozó ismereteink mindenre kiterjedők volnának is. Az ország területére eső vonulatrészek erre nem elégségesek. Nem lehetetlen, hogy a Kőszeg vidéki belsővarisztid övbe tartozó szudétai szakaszú gyűrődések kelet felé a balatonmenti medencealjzat paleozóikumához csatlakoznak. STILLE szerint ugyancsak prekambriumi (asszinti) alpi jellegű gyűrődésű alépítményövbe tartozhatnak.

Nyitott kérdés még, hogy a medence felé irányuló redőződés eredeti szerkezeti alakulás-e vagy későbbi, neoid-tektonikai elváltozás. A medenceperemi helyzetben szétaggolt varisztid részletek mai, germán jellegű szerkezete mindenképpen másodlagos, az utólagos mozgások során merev viselkedésű tömb összetöredezéséből ered.

A Velence—Balatonmenti kristályos vonulat

A Velencei hegység felszínen levő gránitmasszívum maradványa, a hozzátartozó átalakult palafoszlányokkal, és az Úrhida—Szabadbattyán körüli fillit és kristályos mészkő kétségtelenül összetartozó kristályos alaphegységi szerkezeti egység. Területi elrendeződésben tagadhatatlanul ehhez a szerkezeti egységhez tartozik a balatonmenti fillit—diabáz és kvarcporfir sorozat is, amelynek ÉK—DNy csapása tektonikailag is egyezik a Velencei hegység ugyanilyen aplit- és kvarcittelérekkel megszabott csapásirányával.

A Velencei hegység gránitmasszívumának tektonikai jellegét, a fillit—palaburok redőzöttsége mellett, a törések adják meg, amelyeknek rendszerében az említett ÉK—DNy-i főirány a régebbi, hosszanti, s a reá merőleges ÉNy—DK-i a fiatalabb harántirány. Vendl Aladár szerint a gránit tönkhegysége a Dunántúli Magyar Középhegység központi magja, boltozatjelleggel, melynek északnyugati szárnya a felszínen levő Vértes—Bakony mezozóos vonulat, délkeleti szárnya pedig mélybesüllyedt. A gránitplutón mélységi benyomulása az alsókarbon és perm közé esik.

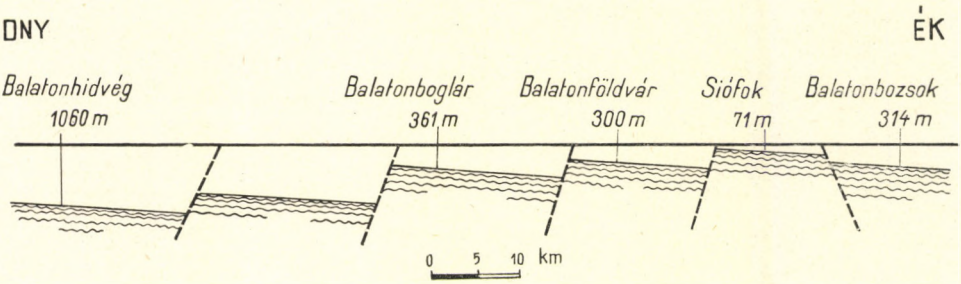
A Velencei hegység gránitjának batolitszerű boltozatszerkezetére Földvári vizsgálatai mutattak rá. Földvári Aladár és Kiss János újabb vizsgálatai nemcsak a paleozóos rétegösszlet pontosabb korát tisztázták, hanem igazolták azoknak id. Lóczy által megállapított gyűrt voltát, a permi rétegek diszkordanciájával együtt. A balatonmenti fillitszelvényeken kívül jól mutatja ezt a polgárdi, idősebb kristályos mészkőben észlelt fekvőredő is, A redővonulat mai tengelyiránya nagyjában ÉK—DNy. A perm előtti, varisztid gyűrődés eredetileg sem lehetett alpi jellegű, nagyszabású hegységképző mozgás. Mindössze egyszerű álló vagy ferde, esetleg fekvő redőkből alakult, majd a későbbi mozgások során tovább bonyolódott. Földvári több mozgási szakaszt különböztet meg, közelebbi kormegállapítás nélkül. A legidősebb erős varisztid gyűrődés a kristályos mészkövet érte, és az alsókarbon homokos agyagpala- és mészkősorozatra reátolta. A második szakasz széles, lapos boltozatokat hozott létre, a mészkőben is palásodással, elválási lapokkal. A harmadik, Földvári szerint, a legfiatalabb mozgási szakasz, törések menti földarabolódással, a kristályos mészkővonulatot megtorlódott rögsorozattá változtatta (gyűrtrög vagy röghullám szerkezet). A rögök közötti törések adtak utat a mélyből föltörő hidrotermális hatásoknak, amelyek ércesedést és a kristályos mészkő átkristályosodását, átalakulását okozták.

Földvári egyébként találó szerkezeti elemzéséből nem tűnik ki, és nem is igen lehet eldönteni, hogy itt a varisztid orogén egyik mozgási szakában történt három különböző megnyilvánulási mozzanattal állunk szemben, vagy pedig különböző időben bekövetkezett folytatólagos illetve megújult orogén mozgások eredményeit kell lássuk. A szabadbattyáni kristályos mészkövet és paleozóos rétegsort a Velencei hegység gránitjának le nem tarolt köpenyéül tekinti, ami alatt a gránit ismeretlen, a közeli újabb mélyfúrási adatok (Ságvár) szerint viszonylag nem nagy mélységben van. A hidrotermális oldatokat a gránittal hozza kapcsolatba és az itteni ércesedést a Velencei hegység galenites—fluoritos—kvarcos teléreivel rokon metaszomatózisnak minősíti. Mindez arra utal, hogy az említett három mozgási mozzanat a varisztid orogénen belül történt. Ez viszont annyit jelent, hogy a rögökre tagolódást is magukban foglaló varisztid mozgások eredetileg nem alpi, hanem gyűrvetört, germán jellegűek lehettek. A mozgások a töréses földarabolódás s vele kapcsolatban a hidrotermális hatások, az ércesedés, a diszkordánsan települt középső-permi konglomerátum- és homokkőösszlet keletkezése előtt lezárultak. Véleményünk szerint valószínűbb azonban, hogy a töréses földarabolódás, a rögtorlódás, sőt a peremi nagy diszlokáció is sokkal későbbi, esetleg újraéledt törések mentén, egészen fiatalkorú.

Ezek alapján a Velencei hegység—Úrhida—polgárdi szigetrög vonulat szerkezetalkata gyűrtrög jellegű, varisztid, a későbbiekben kratogén alépítmény.

A Velencei hegységben JANTSKY BÉLA alapvető vizsgálatai szerint a gránitbatolit kétszakaszú képződését kell megkülönböztetni. Az ortoklász—oligoklász alapgránit és pegmatit után telér alakú mikrogránit következik, pneumatolitos folyamatokkal és kovasavas oldatokkal. Ezek a gránitplutón töréses állapotában keletkezett hasadékokat, repedéseket, telér alakban töltik ki. Az alapgránit a szomszédos kőzetek felé élesen elhatárolt, szabályosan kristályosodott kőzet. A mikrogránit gőz- és gázhatásokkal asszimiláló anyag. Az alapgránitban rétegesség, irányított szövet, szegélyes—folyásos szerkezet nincs. A környező palaösszlet felé törésekkel, breccsiás övekkel élesen határolódik.

A mikrogránit a fillitösszletbe is injekciókat bocsát, palazárványokat tartalmaz, asszimiláltan is. Az érintkezésben a palaösszletet kvarcosítja,



173. ábra. A balatonmelléki ópaleozóos kristályos medencealjzat lépcsős szerkezetalakulása

turmalinnal, fluorittal és érces hatásokkal. Főként a hegység ÉK részében mutatkozik, de töréses hatása az alapgránitban aplittelérekkel, fluorittelérrel, a porfiros aplit folyásos jellegével, helyenként ráncolódott szövettel is mutatkozik.

Mindez kétségtelenül plutóni folyamat, az elsővel szemben megújult, erőteljesebbé vált mozgások közben, ami az alapgránitot helyenként gneiszessé alakította. Az alsókarbon rétegek kimozdított helyzete szerint, az aszturiai mozgási szakaszra esik.

JANTSKY részletes tanulmánya a Velencei hegység—Balatonmenti vonulatot általános szerkezeti jellegein túlmenően távolabbi varisztid keretekbe foglalta, a szlovákiai gemerid vonulatok hasonló fillit—porfiroid—diabáz sorozatával azonosította. A gránitot kísérő átalakult kőzetek gyűrt voltát ID. LÓCZY balatonmenti szelvényei is jól szemléltetik. JANTSKY vizsgálatai szerint a Velencei hegység—Balatonmenti kristályos vonulat Magyar medencebeli, belsővarisztid részlete, ami a „nógrádi dombos vidék és a nyugati Mátra alatt, a Salgótarjáni medencén át Losoncnak (Lucenec) tart, majd onnan tovább, a Szepes-Gömöri Érchegység vonulatába tartozik". A Veporidák a Központi Kárpátok szerkezeti egysége, a Gemeridák és Tatridák között, karbon előtti fillit—diabáz sorozatból álló kétcsillámos gneisz és biotitos kristályos pala, posztorogén gránittal. A Velencei hegységi ópaleozóos, epizónás fillitösszlet és a vele egyidejű diabáz és kvarcporfir tektonikus diszkordanciával érintkezik a faunával igazolt alsókarbon agyagpala és mészkő, szerkezetileg erősen igénybevett, de nem átalakult összletével (Szabadbattyán, Úrhida, Lovas). Vagyis az ópaleozóos fillitösszlet a varisztikum (bretoni) szakaszában gyűrődött és metamorfizálódott, majd hosszanti szegélytörés mentén lesüllyedt részén karbon tengeri üledékgyűjtővé vált. A további szerkezetalakulás, az alsó- és felsőkarbon üledékek képződését követő, perm előtti, szudétai—aszturiai szakaszban folytatódott. Ebbe a második szakaszba esik a gránitplutón szinorogén alakulása is, ami JANTSKY

szerint az ópaleozóos metamorfit-összlet antiklinálisának tengelyében foglal helyet. Az ópaleozóos fillit a gránitot északnyugaton, északon és keleten köpenyszerűen veszi körül.

Ugyanezt a kétszakaszos varisztid mozgást valószínűsítettük a keletalpi tartozékul vett kőszegi pikkelyfoszlányokban is.

Ennek az ilyen módon biztosan megállapított varisztikus hegységmaradványnak gránittektonikai elemzésével Teleki Géza foglalkozott. A Velencei hegység gránitjában ÉK—DNy irányú nyomóerőkkel létesített ÉÉNy—DDK csapású boltozódást föltételez. Jantsky kimutatta, hogy ezek az irányok nem nyomóerő hatásúak, hanem a plutónizmus töréses szakaszában létesült kihűlési hasadékok. A plutóni mozgás töréses szakaszára utal Vendl kőzetmikroszkópi megállapítása, mely szerint a gránitmagma végső, tiszta kovasavolvadéka, mely a kvarcitteléreket szolgáltatta, már a megmerevedett gránit hasadékaiba nyomult bele, s a gránit ortoklász kristályaiban is finom, mikroszkópos repedéseket kitöltő infiltrációkban mutatkozik. A kvarcittelérek ÉK—DNy iránya tehát szingenetikus, jellemző varisztid szerkezeti irányt jelez, s ebben a minőségben a legrégibb, biztosan megállapított korú törési irány, amely újraéledve, későbbi mezozóos hegységeinkben is kimutatható. Ez a régi szerkezeti irány a későbbi hegységképződési mozgások minden megnyilvánulásában, vízszintes vagy függőleges elmozdulásokkal, állandóan visszatérő jelensége a magyar hegységszerkezetnek. Jantsky a gránitmagmatizmus hidrotermális szakasza előtti mozgási jelenségként, a gránit és az átalakult palaösszlet határán, száz méter széles diszlokációs breccsiás övet jelez. (Meleghegy—Antóniahegy). Ilyenek a kvarctelérek és a gránitporfirtelérek is. Ezeknek általános iránya ÉK—DNy, alárendelten É—D és ÉNy—DK.

Mészáros Mihály kőzetszerkezeti vizsgálatai szerint a gránitban a folyásos szerkezet ritka, a hegység és a telérek csapásirányára merőleges, ÉNy 40—70° hajlású. Ilyen irányú a gránit padossága is. A plutóni töréses szakasz kettős törésrendszere É—D és K—Ny, valamint ÉK—DNy és ÉNy—DK, többnyire meredek törési síkokkal. Ritkábban 20—45 fokos síkok is vannak. Ugyanezek a törésrendszerek mutatkoznak a gránittal tektonikusan érintkező átalakult palaösszletben is. A nyomás irányára merőleges hosszanti hasadékok zártak, az ÉNy—DK csapásirányú haránttörések mentén gránitporfir- és aplittelérek vannak.

A Velencei hegység gránitja tehát a variszti szudétai—aszturiai gyűrődési szakaszban keletkezett ÉK—DNy csapású antiklinálisban, másodrendű, konkordáns településű magplutón. A középeurópai varisztid hegységvonulat fölépítésében megkülönböztetett északi üledékes öv, központi kristályos öv, déli üledékes öv és a keletmoravai vonulat Lengyel Középhegységi szerkezeti elemei között a Velencei hegység a déli üledékes öv és a keletmoravai ág közé helyezhető belsővarisztikum, a moravai öv folytatása. A gránitmagmához kapcsolódó kvarcporfir fiatalabb, a gránitplutón keletkezése után végső fázisként az alsópermben felszínre tört láva, a saali gyűrődés orogén vulkáni folyamata.

A Velencei hegység—balatonmenti, egységes ópaleozóos kristályospala öv és az utóbbiak mélyben levő gránitvonulata is ehhez a variszti orogénhez tartozik, palaösszletének északnyugat felé hajló izoklinális redőivel s azok esetleges délkeletre történt egymásra pikkelyeződésével, szinorogén magplutónnal.

Ennek az összefüggő és összetartozó varisztid vonulatnak nagyszerkezeti boltozat jellegéből most csak az északnyugati szárny és a boltozatmagot formáló gránit van felszínen. Az említett főtörési iránynak megfelelő délkeleti szárny a Balaton—Velencei tó vonalában hirtelen mélységbe süllyedt. A Balaton déli oldalán ez a mélység viszonylag kisebb, délkelet felé fiatalkorú, megismétlődő haránttörések mentén lépcsőzetesen fokozódik. Siófokon 71 m, Balatonföldváron 285 m, Balatonbogláron 361 m, Balatonhídvégen a pannóniai és szarmata rétegösszlet alatt 970 és 1060 m mélységben érték el a gránátos kloritpalát. Siófoktól délre, a ságvári fúrásban 155 m mélységben, a Velencei hegységivel azonos gránitot fúrtak meg. A Velencei tó déli oldalán ilyen fúrások nincsenek, a lezökkenés méretét tehát közelebbről még nem ismerjük.

A balatonmenti mélyfúrások szerint az általános lesüllyedés valószínűleg a helvéti emeletben indult meg, mert ezek az üledékek ott közvetlenül a kristályos alaphegységre (fillit) települnek.

A varisztid gyűrődés utáni hegységszerkezeti mozgásokról a kristályos vonulatban közvetlen megfigyelési adatunk nincs. A fiatalabb mozgások kétségtelenül csak törések voltak, régebbi irányok újraéledésével. Ezek mentén lehettek és voltak vízszintes eltolódások is. A túlnyomólag ÉÉK—DDNy irányú, közel függőleges vagy meredek hajlású kőzetrések többnyire csak függőleges elmozdulásra utalnak, a vízszintes eltolódások nehezebben mutathatók ki. Ezek a tények a korszerű földtani szemlélet szerint, kratogén sajátságok, amelyek ennek a kristályos tömegnek a későbbi mozgásokkal szembeni merevebb viselkedését jelentik, s egyben a terület további földtörténeti ciklusainak alakulását is megszabták.

A Velencei hegység Vendl szerint, a mediterrán és a szarmata emeletben szárazon állott. Az északi oldalon, a lovasberényi mélyfúrások szerint, a helvéti emelet tengeri üledékei alatt felsőeocén nummuliteszes mészkőrétegek és nagyvastagságú partszegélyi durva törmelékösszlet települ az alaphegységre, gránit-, fillit- és kristályos mészkőgörgetegekkel. Kétségtelen, hogy a gránithegység északi oldalán mindkét tenger nyomai megvannak, s a gránit letarolt térszíne is ezek munkájának, főként a miocén tönkösödésnek, majd a pannóniai emelet után újraindult lepusztulásnak minősíthető. A szarmata emeletben valóban regresszió s így a hegység teljes szárazulattá válása mutatkozik, a pannóniai beltenger partvonala pedig, a már lezökkent déli előtérben, a mai térszín 300 m magasságáig terjed, s egyben tovább egyengette a gránithegység felszínét. A pannóniai emelet után, a hegység részleges kiemelkedésével és a déli medenceelőtér süllyedésével, fiatalkorú tönkösödési lepusztítás következett, amit a pannóniai homok 300 m magasságig megmaradt foszlányai bizonyítanak.

A krétavégi hegységképző mozgások után, a felsőeocénben andezitvulkánosság jelentkezik a ma felszínen levő terület egy részén Sukoró—Nadap—Velence között, kürtőkitöltés vagy a főtörési irányok szerinti hasadék- és telérkitöltés alakjában (374. o.). A vulkáni tevékenység legnagyobb része a pannóniai emelet rétegeivel van fedve, amit Seregélyestől Verebig, közel 30 km hosszú és 10 km széles területen, geofizikai mágneses mérések valószínűsítettek. Egyik itt kimutatott maximumon lemélyített fúrásban az andezitet is elérték. A valószínűleg fiatalabb miocén andezittufa a lovasberényi fúrásban, továbbá a Nadap és Pázmánd közötti területen, elbontott alunitos—kaolinosodott alakban, fúrásokban és a Templomhegy alá hajtott táróban is ki van mutatva.

A vulkáni utóműködés során zárt hasadékok mentén breccsiásodott széles övek keletkeztek, erős hidrotermális tevékenységgel, H_2S és CO_2 hatásokkal, piritesedéssel és kaolinosodással.

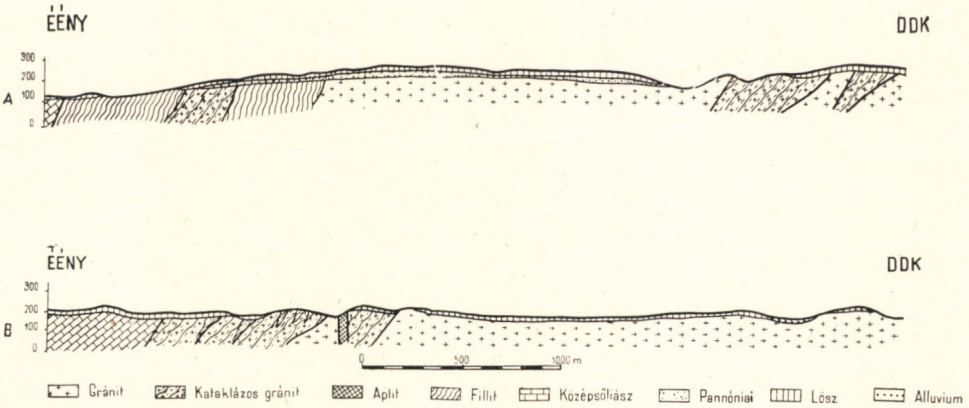
A Mecsekhegység kristályos—gránit alaphegysége

A Mecsekhegység felszínen észlelhető kristályos hegységrésze a Pécs—Bátaszék között elterülő miocén vagy sokszor csak pannóniai rétegekkel, néha azok lepusztulása után, közvetlenül lösszel födött, lepusztult régi tönkhegység gránitvonulata. Bátaszéktől Pécsig mintegy 50—55 km csapáshosszban számítható, azontúl a Szenterzsébeten felszínre bukkanó legnyugatibb gránitrögig további 25—30 km. A Velencei hegységtől független szerkezeti egység. Részleteiben sokkal kevésbé ismert, mint a Velencei hegység, amellyel térbeli elrendeződésben és a hozzácsatlakozó alaphegységhez való viszonyában megegyezik. Fillit és más átalakult palaburkú analógiák alapján ugyancsak karbonbeli gránitplutón, amelynek átalakult palaösszlete csak az északi oldalon, Ófalu körül van felszínen, mintegy ezer méter szélességű, északra hajló, meredek izoklinális redők alakjában (174. ábra). Hasonló szerkezeti pikkelyként mutatkozik fillit a gránittal Pécsen is. Alapszerkezeti alakulása a gránitfölnyomulással kapcsolatban szintén a varisztid orogén szakaszba esik. Jelleg-

zetes szerkezeti irányvonala ÉÉK—DDNy, ami itt is aplit,- lamprofir- és bosztonittelérekkel a legidősebb szerkezeti részben gránittektonikai mozgásokat jelez.

A mecseki gránitvonulat a varisztid orogenezis után a felsőpermtől kezdődőleg szárazföld volt, s a lepusztult gránitanyag közvetlen nyomai a raeti és alsóliász üledéksorozat anyagában már biztosan fölismerhetők. Csak a fiatal harmadidőszakban, a helvéti emelet transzgressziójával került tenger alá, aminek abráziós hatása egyenesre nyesett mai tönkfelületi térszínén is fölismerhető. A későbbi mozgások itt is merevebb tömegre találva, töréseket s azok mentén főként függőleges és vízszintes elmozdulásokat hoztak létre.

Szerkezeti elrendeződés tekintetében, a baranyai kristályos öv autochton, több KÉK—NyDNy csapású reátolódási síkon egymásratolt pikkelyben mutatkozik. A mecseki mezozóos—neogén üledéksorozat minden törmelékes anyaga s az egykori jól nyomozható partszegélyek bizonyítják az autochtoniát.



174. ábra. A) A Mecsekhegység kristályos alaphegységének vázlatos földtani szelvénye Ófalutól keletre (JANTSKY B. nyomán). *B)* Földtani szelvény Lovászhetény és Pusztakisfalu között (JANTSKY B. nyomán)

JANTSKY a mecsekhegységi kristályos és gránit alaphegységben a Velencei hegység kifejlődésével szemben lényeges kőzettani és szerkezeti különbségekre utal. A két vonulat iránya azonos, a Velencei hegységben a varisztikus irányokat már az intraorogén eredésű telérek jelzik, a Mecsekhegységben ezeket az irányokat a későbbi, igen erőteljes szerkezeti mozgásirányok teljesen elnyomják. A mecseki gránitban feltűnő dinamometamorf hatások is vannak, a tektonikus érintkezésű széleken milonitos nyomokkal. A mecseki fillitöv Ófalunál meredeken álló rétegekkel váltakozik a dinamometamorf gránittal, kloritos palával. Ez utólagos együttes mozgásra utal, úgyhogy a fillit a gránitba begyűrődik s a gránitmilonit és kloritos pala valóságos kataklazittá alakult. Ezt találjuk a pécsi fillit és gránit kapcsolatában is. Ezek a szerkezeti különbségek a két hegységvonulat eredeti állagának mozgási különbségeiből, mozgékonyságuk különböző voltából adódnak. Ebből a kéregalkati különbségből következik azután a hozzájuk csatlakozó Dunántúli Magyar Középhegység illetve Mecsekhegység mezozóikumának további kifejlődési és szerkezeti eltérése is.

Összefoglalás

A Sopron—Kőszeg körüli, a velencei—balatonmenti és a mecsekhegységi kristályos alaphegységrészek egymástól független, különálló szerkezeti egységek, s ID. LÓCZY szerint, a Keleti Alpok kristályos vonulatának szétágazó darabjai. A velencei és a mecseki valóságos maghegységrészlet, amelyhez paleozóos—mezozóos vonulat csatlakozik, rétegtani és tektonikai diszkordan-

ciával. A Velencei hegységhez, eddigi ismereteink szerint, egyoldalú felszíni mezozóos vonulat tartozik, a mecseki gránit—kristályos alaphegység azonban központi helyzetűnek tűnik a Mecsek és a Villányi vonulat között. Kristályos maghegységeink tehát egyszersmind az első földtörténeti nagyszerkezeti ciklus lezárulását jelentik.

A Velencei hegység és a mecseki gránithegység gránitszerkezeti tekintetben is eltérők. A mecseki KÉK—NyDNy irányú boltozatalakulatban, két különböző egység valószínűsíthető. A fazekasbodai szerkezeti egység ortoklász—oligoklász—biotitgránit, nagy karlsbadi ikerkristályokkal és sok gneiszszerű zárvánnyal, míg a Mórágy—apáti egység apróbbszemű, tömöttebb, világosabb kőzetanyaga esetleg a gránitplutón mélyebb része lehet.

A Velencei hegységhez agyagpala—kristályos mészkő—fillitsorozat csatlakozik, mely utóbbi a Balatonfelvidéken igen erősen gyűrt. A Fazekasboda—mórágyi gránitvonulat Ófalu—Lovász—hetényi szelvényében ugyancsak metamorf agyagpala, zöldkőpala, kvarcos mészkőeres fillit és gneisz van. A két sorozat közötti kőzetkifejlődési különbség főként a mecsekiben hiányzó kristályos mészkőben, valamint a csillámpala és a gneisz jelenlétében mutatkozik. Az eredetileg szinorogén vagy posztorogén magplutón jellegű mecseki gránit viszonya az átalakult palaösszlethez még további vizsgálatot igényel, perm előtti kora azonban kétségtelen. A pécsi 7. sz. fúrásban, az anizusi mészkő alatt 556—693 m mélységben átharántolt, alsókarbonnak minősíthető agyagpala alatti fillit—csillámpala—gneisz sorozat, szienittelér és granodiorit benyomulásokkal, nyilvánvalóan idősebb paleozóikumi, esetleg prekambriumi lehet. Ennek megfelelően kaledonid orogén tartozéka. A szienittelérek és a gránitképződés későbbi, intrakarbon alakulat.

A legutóbbi időkig a mecseki kristályos és gránitvonulatot észak felé, a dunántúli medencealjzatban, a Velencei hegységig terjedően, az utóbbival azonos kifejlődésű, összefüggő vonulatként tekintettük. A mecseki permi rétegösszlet nagy jelentőségű részletes üledékföldtani és uránércképződési vizsgálatával kapcsolatban Kiss János arra a következtetésre jutott, hogy a Mecsek-hegység nyugati vonulatrészének északi előterében, a medencealjzatban, a mecseki felszíni gránitvonulattól eltérő kőzetkifejlődésű, érctartalmú gránit, illetve átalakult kristályos vonulatrész foglal helyet. Ezt az üledékásványos vizsgálatból adódó megállapítást alátámasztják a medencealjzatig hatolt eddigi mélyfúrásokból kikerült epi—mezozónás jellegű kőzetminták is. A Balatontól délre levő mélyfúrási adatok arra utalnak, hogy a Velence—balatonmelléki paleozóos vonulat délen, Karád—Buzsák—Igal vonalában, jelentős szerkezeti zavargásos övvel határolódik, s az említett eltérő jellegű kristályos vonulatra torlódik. Együttesen tehát a Dunántúl alépítményében kaledonid—varisztid gyűrt vonulatrészek déli—délkeleti irányban egymásratorlódó, váltakozó pikkelyként foglalnak helyet. Ennek a gyűrt, ópaleozóos táblának szinorogén, árkos süllyedékében keletkeztek a tengeri karbon üledékek (Szabadbattyán—Lovas—Karád), majd az addigi szárazföldi részek peremsüllyedékeinek lassú térfoglalásával a permi és a mezozóos üledékösszletek.

Egyéb varisztid hegységrészek

A középeurópai belső Varisztida-övhöz tartozó magyar területrészen, a Bükkhegység tengeri karbon—felsőpermi képződményei földtörténetileg szintén varisztid elemek lehetnek. Ennek közelebbi részletei a még tisztá-

zásra váró rétegtani és szerkezeti kérdések miatt egyelőre nem elemezhetők. A karbon és a perm kifejlődése eltér a dunántúli paleozóikumtól. Ez a különbség jelzi az ősföldrajzi és a szerkezeti különbözőséget is. A még folyamatban levő rétegtani vizsgálatok szerint a karbon—permi rétegösszlet a triász rétegösszlettel szoros összefüggésben együttesen gyűrődött. Karbon előtti képződmények nincsenek, így a tulajdonképpeni varisztid szerkezeti elemek egyelőre nem ismerhetők föl.

Hasonló megítélés alá esnek a Bükkhegységtől különálló szerkezeti egységként tekintendő Upponyi és Rudabányai karbon—permi és triász képződményekből álló vonulatrészek is. Itt a szenon emelet transzgressziós, diszkordáns településű alapkonglomerátuma valószínűleg ausztriai gyűrődési szakaszt rögzít. Külön varisztid elem itt sem volt eddig még fölismerhető. Karbon előtti kristályos alaphegységroncsok nyomai a Sajóvölgyben várhatók. Ezek a folyamatban levő vizsgálatok szerint a szlovákiai kambroszilur sorozatra utalnának, a varisztikumot megelőző gyűrődéssel.

A Bükkhegységhez csatlakozó harmadik szerkezeti egység, a Szendrő körüli, Bódvavölgyi gyűrt rögvonulat bizonytalan devon és alsókarbon hármas tagozatú rétegsorában (44. o.) pikkelyes ismétlődések és kissé átalakult jellegű szericitpalaösszletek utalnak a varisztid szerkezetalakulás szudétai—pfalzi szakaszára.

Az északkeleti szlovákiai országhatáron, az abaúji Vitány és Felsőregmec községek határában Schréter Zoltán szerint a Zempléni Szigethegységből átnyúló csillámpala- és gneiszrögök vannak amfibolitdarabokkal. Ezek a nyilvánvalóan idősebb, kaledóni (kambroszilur) alakulat maradványai. Földvári Aladár, Pantó Gábor és Dank Viktor megállapítása szerint itt észak—déli csapású, arkózás, durva csillámpikkelyes karbon homokkő, finomszemű csillámos kvarcit és konglomerátum észlelhető, nagy pegmatit tömbökkel. Ezek határozottan varisztid maradványok lehetnek, kifejlődésben és szerkezetben az ország többi részétől eltérő szerkezeti egység tartozékai. A keletre eső, szlovákiai Zempléni Szigethegység szárazföldi felsőkarbon összlete és mélybesüllyedt kristályos alaphegység részletei a Moravoszilezikum harántirányú, észak—déli csapású elágazását képviselik. Ez a szerkezeti irányváltozás érzékelődik a Kárpátvonulat itteni neotektonikájában, a miocén vulkánosság elrendeződésében is. A medencealjzat megismert adatai szerint ennek a varisztid vonulatnak közvetlen folytatását a Biharhegység felé föltételezhetjük, amit Scheffer Viktor idevágó szintetikus geofizikai vizsgálatai is igazolnak. Alépítményében, Stille szerint a prekambriumi (asszinti) aljzat valószínűsíthető.

*

Végeredményben tehát Magyarországon a Varisztidák biztos részletei csak a dunántúli paleozóos átalakult kristályos és gránitvonulatokban észlelhetők, valószínű kaledonid előgyűrődéssel, majd a szudétai hegységképző szakasztól a pfalzi szakaszig terjedő, gyűrvetört alapszerkezet alakító és metamorf jelenségekkel megismétlődő magmatizmussal, orogén gránittal és kvarcporfirkitörésekkel. Ez a varisztid gyűrt szerkezet, kezdeti konszolidált alakjában sem volt egységes tömb az országterület alépítményében. Törésekkel tagolt részletei különböző mértékben és módon mozogtak, s a későbbi felépítmény-képződmények szerkezetalakulását más-más erőhatással befolyásolták. Általános jelleg a magyar Varisztidák álló redős gyűrődése, enyhe déli irányítottsággal.

A PERM—MEZOZÓOS ALAPHEGYSÉGEK

A permi képződmények, különösen a dunántúli szárazföldi és lagunás párkánytengeri kifejlődésben, diszkordanciával élesen elkülönülnek az idősebb, kristályos alaphegységtagoktól. Fejlődésmenetükben, üledékképződésben is szorosan kapcsolódnak a triászhoz. Ennek megfelelően a permi—mezozóos alaphegységeink legalább négy nagy vonulatcsoportba foglalhatók : *1.* Dunántúli Magyar Középhegység tagozatainak perm—mezozóos, illetve mezozóos vagy részben csak triász alaphegysége ; *2.* a Mecsekhegység perm—mezozóos és a Villányi vonulat mezozóos pikkelyei ; *3.* a Bükkhegység perm—triász, továbbá az Upponyi—Rudabányai vonulat és *4.* a Bódva menti —szendrői pikkelyrögök és a Borsod—gömöri karszt mezozóos vonulatai.

A permi összlet mindenütt többé-kevésbé jól megállapítható diszkordanciával települ a kristályos átalakult idősebb tagozatokra vagy a gránitra, szerkezetileg tehát azoktól elkülönülve a reákövetkező triász összlettel összefüggő neoid szerkezeti tagozat. A Balatonfelvidéken, ID. LÓCZY által verfeni előtti töréseknek tulajdonított diszkordanciát üledékföldtani okokból, a permi és verfeni rétegösszlet között, együttes diszharmóniás mozgásból eredő eltérésnek valószínűsíthetjük. Ugyanakkor a Balatonfelvidéken a perm alatt megállapítható alsókarbon rétegösszlet, a fillittel együtt diszlokálódott varisztid mozgási szakaszban, az ópaleozóos fillithez igazodó szerkezetalakulás.

A Dunántuli Magyar Középhegység

Egészben véve ÉK—DNy csapású, teljes mezozóos üledéksorból felépített, túlnyomólag monoklinális településű, főként töréses jellegű, részben törvegyűrt röghegység. Üledékei kifejlődésben mindenütt egyveretűek, de az egyes részeken belül szerkezeti vagy lepusztulási okokból többé-kevésbé hézagos sorrendben mutatkoznak. Az egyes vonulatok szerkezeti elkülönültsége nem mindig határozott, legtöbbször csak harmadidőszaki medencerészletekkel vannak elválasztva. Ez különösen kitűnik a Buda—Pilisi hegységcsoportban, amelyet csak a medencealakulat választ el a Gerecsehegységtől. Az utóbbi pedig rétegtani felépítésben szervesen kapcsolódik a Vérteshegységhez. A Vértes hegység és a Bakony között a régen ismert Mór—bodajki, fiatal ároksüllyedés adja az elkülönítő határvonalat. Délen, a Vértes hegységet és a Budai hegységet is, ugyancsak fiatalkorú törésvonal határolja a medence felé. Ugyanígy végződik a Dunántúli Magyar Középhegység délnyugaton is, míg északnyugaton a reátelepült fedőhegységgel simul bele a medencealakulatokba, legtöbbször lépcsős leszakadással. Lényegében tehát itt is meredek hajlású törési síkok mentén süllyed a mélybe, úgyhogy végeredményben a Magyar Középhegység perm—mezozóos alaphegysége minden oldalon szigethegységként emelkedik ki a Kisalföld és a Pannóniai—Nagyalföld medencék közül.

A Dunántúli Magyar Középhegység hegységszerkezeti újraértékelése részleteiben még valamennyi részében nem történt meg. Mozgási jellegeit IFJ. LÓCZY LAJOS, TELEGDI-ROTH KÁROLY, SZENTES FERENC és SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT általános elméleti tanulmányai szemléltetik. A régebbi, egyszerű röghegység jellegű minősítéssel szemben, újabban szélsőséges takaróredőkig terjedő értékeléssel is találkozunk. Vizsgáljuk közelebbről az egyes részek általános szerkezeti jellegét a rétegtani kifejlődések és a nagy földtörténeti szakaszok történéseiben.

A Bakonyhegység

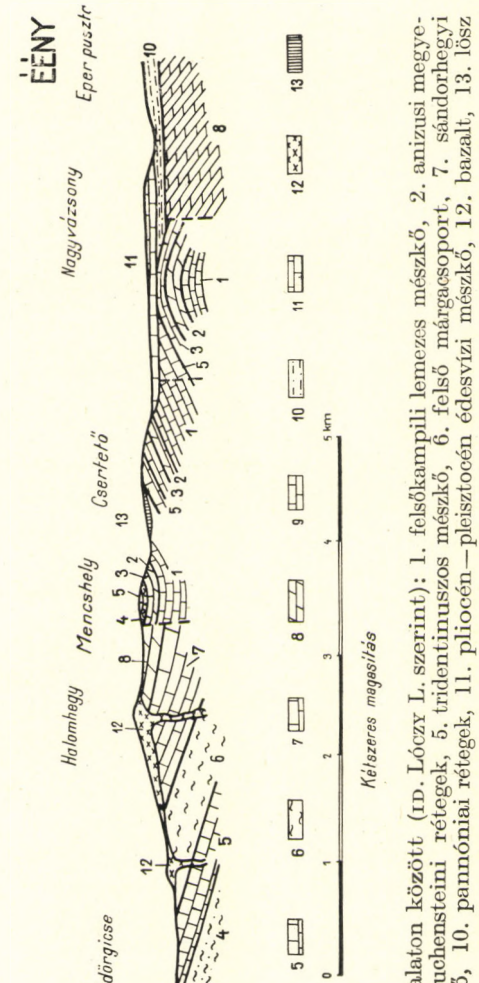
A földtörténeti viszonyok szerint a Bakonyhegység vonulatában a mezozóos üledékképződés legteljesebb sorozatát ismerjük. Területi elrendeződésben föltűnő, hogy a Balatonfelvidéken, vagy mint újabban nevezik, Balatoni hegységben, Veszprém—Tapolca vonaláig, csak a perm és triász képződmények találhatók, a nóri emelettel, a Déli Bakonyban a raeti emelettel záruló, jól szintezhető, hézagtalan üledékekkel, délalpi kifejlődéssel. A tulajdonképpeni Bakony Veszprém—Pápa közötti vonulatában pedig csak a triász magasabb tagozatai vannak meg, a ladini emelettől a raeti kösszeni és dachsteini mészkőösszlettel, a liászban is folytatódó üledékképződést találunk. A jura és a kréta üledékek is csak itt fejlődtek ki, főként északalpi jelleggel. Ez az elkülönülés szembeötlőbbé válik azzal, hogy a balatoni sorozat partszegélyi transzgredáló üledékekkel indulva, fokozatosan mélyebbé vált sekélytenger üledékeit tartalmazza, míg a bakonyi sorozat nyílttengeribb jellegű, és csak az ausztriai orogén mozgások után mutat s z u b h e r c i n i, szinorogén jellegű, kiemelkedéssel járó, partközeli kőszénképződést (Ajka). Id. Lóczy valamennyi szelvényében a törések túlsúlyát látjuk. Gyüredezettség vagy hajlításos formaelemek mindig csak lokális módon mutatkoznak, s regionális kiterjedésben csak a hosszanti, varisztid irányú törésvonalak nyomozhatók, jobbára összetorlódásokkal, reátolódásos pikkelyekkel. A haránttörések vízszintes eltolódásokkal és széthúzásos jelenségekkel kapcsolatosak. Vagyis a Bakony és a Balatoni hegység együttes mai általános szerkezete alapján töréses, helyenként törvegyűrt jellegűnek vehető.

A rétegtani fölépítésből kitűnik, hogy a Bakony szerkezete szineklízis jellegű, monoklinálisan északi dűlés túlsúlyával és az Északi Bakony északi peremén (pápai Bakony) délre hajló ellenszárnnyal. Nem geoszinklinális jellegű, gyűrt vonulatokból álló szinklinórium (Telegdi-Roth), hanem mezozóos kratoszinklinális (Schmidt). Telegdi-Roth szerint a kimmériai mozgások során jöttek létre, különösen az Északi Bakonyban gyakori vízszintes eltolódások is. Az így keletkezett egymásratolt pikkelyek a Bakonyhegységet töréses—pikkelyes szerkezetűvé teszik.

A vízszintes irányú mozgások részben hosszanti törések mentén történt r e á t o l ó d á s o k, részben haránttörések szerinti e l t o l ó d á s o k. Id. Lóczy szerint „a mezozóos periódusban történt rátolódás okozta a balatonfüredi zavarodásokat". Ugyanő, „váltós hasadékokkal összetört és egymásrahajló rögös szerkezettel", összenyomással, nem pedig szétlazulással magyarázza a fődolomit széles övét.

Az irodalomban régóta ismert „litéri törés" Pávai Vajna Ferenc fölismerése, majd Teleki Géza értelmezése szerint északnyugatról ható, reátolódásos diszlokációs öv, ami az egész hegységen DNy—ÉK csapásirányban, a Péti hegyekig jól nyomozható, majd fiatalabb törésekkel és eltolódásokkal megszakítva, Ősi—Csór között a fúrásokban elért fillit és perm határvonalát jelző szerkezeti érintkezéssel valószínűsíthető, s azon túl többé-kevésbé jól nyomozható az Iszkahegyen át a Vérteshegységig (Csákberény), sőt tovább, Horusitzky vizsgálatai alapján, a Budai hegység szerkezetében is érzékelhető. Ifj. Lóczy balatonfüredi részlettektonikai vizsgálatai rámutattak a haránttörések mentén történt vízszintes eltolódásokra, amik szerinte újkimméri—larami mozgások lehetnek. Szalai Tibor stájer mozgásnak minősíti, ami azonban már újraéledést jelez.

Ifj. Noszky Jenő a Déli Bakonyban, az Üstihegy dolomittömegét nagy vízszintes eltolódással, a csingervölgyi és a szentgáli Tűzköveshegy jura rétegei közé ékszerűen benyomult idegen szerkezeti egységként tekinti (Évi Jel. 1943). Egy korábbi (1941—42. évi) jelentésében a Bakony keleti és nyugati része közötti tektonikai ellentétre utal.



175. ábra. Szelvény Nagyvázsony és a Balaton között (ID. LÓCZY L. szerint): 1. felsőkampili lemezes mészkő, 2. anizusi megyehegyi dolomit, 3. „kagylósmészkő", 4. buchensteini rétegek, 5. tridentinuszos mészkő, 6. felső márgacsoport, 7. sándorhegyi mészkő, 8. fődolomit, 9. szarmata mészkő, 10. pannóniai rétegek, 11. pliocén—pleisztocén édesvízi mészkő, 12. bazalt, 13. lösz

„A nyugati részeken a gyűrődési folyamatok a széthúzó mozgásokkal legalábbis egyenlő mérvűeknek látszanak, míg keleten, a vetők jelentősége előtérbe jut".

ID. LÓCZY szerint a bakonyi ÉNy—DK irányú leveles törések fiatalabbak, a mediterrán rétegek lerakódása után történtek. „Nincs kizárva, sőt elég sok körülmény valószínűvé teszi, hogy posztmiocén mozgások zökkentették olyan különböző magassági nívókba a Bakony körüli mediterrán rétegeket".

IFJ. LÓCZY szerint „középhegységeink csapásmenti tektonikai zavarai nem egyszerű töréses szerkezetek, hanem kisebb intenzitású, tangenciális erőktől létrehozott áttolódások, valószínűleg a fiatal kimméri szakaszban keletkeztek. Ezek a sűrű földarabolódások nehezítik meg az összetartozó tektonikai egységek fölismerését". Ez a megállapítás helytálló abban az értelemben, hogy az áttolódások adott esetben inkább reátolódások, összetorlódások, minden esetben töréses szerkezetet jeleznek, törések mentén történő mozgási folyamatok. Nem reátolódások, hanem pikkelyes rétegösszlet ismétlődések és rögpikkelyek.

A bakonyi mezozóikumban mutatkozó mozgásokat IFJ. NOSZKY részleteiben rögzítette egyik bauxitkutatásra készült, kéziratban levő jelentésében. Ezekből a részletekből, szíves engedelme alapján, az alábbi bakonyi általános megállapításokat említhetjük. A Balaton vonulatban és az Északi Bakonyban közel azonos szerkezeti elemek vannak, DNy—ÉK és erre közel merőleges csapású törésirányokkal és hosszan elnyúló, keskeny, mozgékonyabb öveknek szélesebb, merevebb, nyugodtabb övekkel való rögpikkelyes váltakozásával. Szerkezetileg tehát a Déli és az Északi Bakony azonos, nem különíthető el. NOSZKY szerint az Északi Bakonyban, az orogén szakaszokban viszonylag gyorsan végbemenő, nagyobb arányú kiemelkedések s ezeket követő, viszonylag lassú ingresszióra vezető süllyedések jellemzők. Az emelkedések, lényegében tengerfenékmozgások, nem mindig általánosak, diszkordanciában érzékelődő szárazföldet jelzők, hanem sokszor csak vízalatti üledékkihagyást, üledékhézagot okoztak. NOSZKY szerint ezek a kiemelkedések a felsőtriásztól kezdve fokozódtak, s nagyobb mértékben először a barrémi emeletben mutatkoztak. Ez a mozgási szakasz a „tisziai orogén" (TELEGDI-ROTH). Az Északi Bakony felszíni alaphegységében túlsúlyban levő merevebb mészkő—dolomittábla, képlékenyebb összletek hiányában, kisebbmérvű pikkelyeződést mutat, ami az Északi Bakony nyugati szegélyén szembeötlőbb. Az egyes pikkelyövek utólagos törésekkel tovább darabolódtak. A mezozóos vonulatban mozgékonyabb a liász mangános

agyagösszlet, a barrémi—apti bauxit—agyagösszlet és a felsőkréta kőszénösszlet. Az egyes pikkelyvonulatok 1,5—2, legfeljebb 5 km hosszúak, vízszintes eltolódásban néhány száz métertől 4 km-ig terjedők. A hatóerőt ÉNy-ról DK-felé irányulónak veszi, s ennek megfelelően az egyes pikkelyrögökben az idősebb tagok a DK, illetve az ellenszárnyban az ÉNy oldalon találhatók. Az újabb mozgások a régi törésirányokban gyakran régi törési síkon, vetődésekben nyilvánultak. NOSZKY megállapítja azt is, hogy a nagyobb törések főként az északi szegélyrészeken mutatkoznak.

A gyűrődéses mozgások az ausztriai szerkezetalakítási mozgás szakaszába esnek, míg a hosszanti törések mentén létesült rátolódások a felsőkrétában, a gozau előtti, szubherciniai szakaszban is történhettek. Ezek a mozgások valóban hegységalakulásra is vezettek, úgyhogy az eocén transzgresszió már kialakult térszínt talált, lényegében a mai hegység térbeli elrendeződésének partvonalaival. A haránttörések itt is fiatalabbak, s a fedőhegység képződményeiben, a stájer orogén szakasztól kezdődően, a legfiatalabb időkig megismétlődtek. Ezek a fiatal mozgások a bazaltkitöréssel a pannóniai emeletre, tehát a rodáni mozgási szakaszra rögzíthetők. Az üledékképződési viszonyok szerint azonban kétségtelen, hogy epirogenetikus, süllyedő—emelkedő mozgások még a pleisztocénben is voltak, s azok nyomán jelentős térszínformálódás kap szerepet.

A különböző időben azonos módon megismétlődött szerkezeti formaelemek elkülönítése és megkülönböztetése még további aprólékos munkát igényelő föladat. Ezekről eddig csak általános, nem mindig igazolható elgondolások vannak. PÁVAI VAJNA a Balatonfölvidéken, a fődolomit után, a liászt megelőzően, enyhe gyűrődést tételez föl. Ezzel szemben IFJ. LÓCZY szerint az idősebb mezozóikumban „intenzív orogén hegységképződés, D-felé irányuló, jelentős pikkelyes áttolódások vannak". Ezek az elnagyolt túlzások nem igazolhatók. A kimmériai mozgások a Dunántúli Magyar Középhegységben jelentékenyek, de nem gyűrődéssel, hanem szinorogén kiemelkedésben mutatkoznak. A Bakonyban pedig az ókimmeri mozgások legkevésbé érzékelődtek, mert mint a földtörténeti részből kitűnik, a triászból a jurába átvezető folytonos üledékképződés van. Az újkimmeri mozgások a juravégi—krétaeleji egyenlőtlen fenékingadozásokkal, részleges üledékhiányokkal, a kiemelkedéseken erőteljes lepusztulással (Úrkút, Sümeg) mutatkoznak.

A Várpalota környéki bányászati föltárások és mélyfúrási adatok hegységszerkezeti jellegeit KÓKAY JÓZSEF foglalta össze. Ezek szerint, a megállapított hosszanti és haránttörések különböző földtani időszakokban megismétlődően létesültek. Az alaphegység peremén erőteljesebben, a medencerészekben, a mozgási szakaszokban folyamatos süllyedéssel. A többé-kevésbé megkülönböztethető pireneusi, stájer, újstájer (moldvai) és különösen a rodáni—attikai mozgások jelentős térszínalakító folyamatokkal kapcsolódtak.

A Déli Bakony bauxitkutató és kőszénkutató mintegy 50 fúrásának összesített adatai alapján BÁRDOSSY GYÖRGY, OTTLIK PÉTER, VECSERNYÉS GYÖRGY és ZOLNAI GÁBOR geológusok által Kislőd—Ajka—Padrag—Halimba—Nyirád—Csabrendek között szerkesztett 29,5 km hosszú földtani szelvény kizárólag töréses szerkezetet mutat, ÉK—DNy irányú húzóerőkkel. A vetődésekkel történt széthúzódás a szelvényben 725 m, 2,4%. A függőleges elmozdulás többnyire 50 méteren belül marad ; a szőci Balatonhegy sasbércénél ennél nagyobb, a szelvény délnyugati végén a dolomitban 225 m.

OTTLIK szerint a mozgások kora újkimmeri (jura—kréta határ), larami (kréta—eocén határ), szávai (miocén előtti) és rodáni (intrapannóniai) megújulásokkal.

Az ajkai felsőkréta (szenon emelet) barnakőszénterületen KOPEK GÁBOR által fúrási adatok és bányászati föltárások nyomán szerkesztett földtani szelvények, ugyancsak töréses szerkezetalakulást igazolnak. A harántszelvényekben BALKAY BÁLINT számítása szerint 0,6—1,2%, a hosszanti szelvényekben 1,0—1,6, egy esetben 9,0% dilatációs értékek adódnak. A viszonylag nem nagy dilatáció a törési felületek meredek voltára, a dél felé történt mozgás a délen húzódó varisztid aljzat ellenerőként ható, korlátozó szerepére vezethető vissza.

Külön megítélést igényel a Balatonmenti triászvonulat nóri emelettel záródó sorozatának elkülönülődése. Ennek a permtől számítódó teljes üledék-

sorozatnak folytatását nyomozhatjuk a verfeni tagok megállapított jelenlétével a Bakony délkeleti szegélyén, a móri árokig, majd azontúl a fedőhegység, illetve medenceüledékek alatt, a Vérteshegység délkeleti előterében, Csákvár—Tabajd határában is. A Vérteshegység még részletesebb tagolásra váró felszíni triász sorozatában eddig még csak a ladini diploporás dolomit, raibli szürke márgás mészkő foszlányai és a hegység egész tömegét fölépítő nóri emeleti fődolomit van a felszínen kimutatva. A dolomitra azonban fokozatos átmenettel, közbetelepülő mészkőrétegekkel, nóri dachsteini dolomitos mészkőösszlet települ, ami a dolomit kihagyásával folytatólagosan átmegy a Gerecsehegység raeti emeletbe sorolt mészkőösszletébe. Ez a folytatólagosság azt igazolja, hogy a Balatoni vonulat nóri emelettel záródó triász sorozata tektonikai érintkezést jelent a bakonyi sorozattal szemben, amiben már a raeti és kösszeni tagok is megvannak, a jura rétegekkel üledékfolytonossági kapcsolatban is.

A bakonyi sorozatban a fődolomit és a dachsteini mészkő közötti viszony nincs még egészen tisztázva. Rétegtani tekintetben láttuk a dachsteini mészkőnek a liászba való közvetlen átmenetét. Több helyen a kösszeni rétegek iktatódnak a fődolomit és a dachsteini mészkő közé. Ez északalpi jelleg a bakonyi sorozatban, míg a balatoni sorozat inkább délalpi jellegű. A kifejlődésbeli különbség igazolja tehát a kétféle sorozat szerkezeti elkülöníthetőségét s tektonikai összetolódását. A balatoni sorozat nórikumi üledékképződési záródását ebben az esetben a budai egységgel azonosnak vehetjük, s szintén az ókimmériai mozgások szinorogén szerkezetformáló megnyilvánulásának minősíthetjük.

A bakonyi sorozat triász—jura—kréta összletének üledékciklusában a jura rétegek hézagos települése mellett is folytonos üledékképződéssel számolhatunk, fácieseltolódásra vezető kisebb fenékingadozásokkal, az alsókréta barrémi—apti emeletéig. A kréta elején a bakonyi sorozatban egyes helyeken megjelenő bauxit az újkimmériai mozgások késői, gyenge megnyilvánulását jelzi. Ez a leginkább barrémi emeletre szorítkozó szinepirogén mozgás nem jelent teljes kiemelkedést, csak részleges parteltolódást. A bakonyi bauxitösszlet jellegzetes regressziós, partszegélyi üledék, durva alapkonglomerátummal a fekvőkőzet anyagából s határozatlan rétegzésű, bauxitanyagú breccsiával és konglomerátummal (Perepuszta). A reákövetkező apti emelet rétegei, a tenger lassú újraelőretörését jelzik, partmenti sekélyvízi algás—kőszenes—orbitolinás rétegekkel. Az ausztriai hegységképződési szakasz, legföljebb a cenománi emelet üledékeinek helyenkénti, a turoni emelet üledékeinek teljes hiányával érzékelhető, a szárazföldi részek újraelöntését jelző szenoni édesvízi kőszénképződéssel, kétségtelen kiemelkedettséggel és lepusztulással, a szerkezeti formaelemek közelebbi megállapíthatósága nélkül. A szenoni emelet üledékei után a larami hegységképződési időszak valóságos térszínformáló módon jelentkezett, s a Bakony mezozóos vonulatának mai körvonalait kialakította azokkal a medencerészekkel és öblökkel, melyek a harmadidőszak üledékeivel töltődtek meg.

A még vizsgálatra váró tektonikai részletek nyomozása nélkül is megállapíthatjuk, hogy a Bakony ÉK—DNy csapású mezozóikuma széles, nagyívű szineklízist formáló, enyhén hajlított, táblából alakult töréses hegység ; az északi és déli varisztid részlegek egyenlőtlen süllyedésével járó nyomóhatás következtében délkelet felé összetolódott és egymásratolt pikkelyekkel. Redőalakulatok, helyi jellegű boltozatok gyakoriak a Balatoni hegységben, a Déli és Északi Bakonyban is. Ezek kétségtelenül nyomóerőre visszavezethető hajlításos formák, amelyek azonban helyi torlódásból eredhetnek, sohasem összefüggően nyomozható azonos tengelyű, határozott redővonulatok. Az általános monoklinális szerkezetben a legtöbb ÉK—DNy tengelyű, legtöbbször lankás szárnyú boltozat, helyenként diszharmonikus gyűredezettséggel (Úrkút,

43. ábra ; Szentgál, Tűzköveshegy, Gombáspuszta, Zirc, Olaszfalu). A gyűredezettség mértéke a különböző rétegösszletekben, a kőzetanyagtól, rétegzettségtől és az erőhatástól függően, más-más módon alakul.

A hegység mai arculata a külső erők pusztító—építő hatása alatt, a szerkezetalakulás és a kőzettani jellegek nyomán megszabott, túlnyomólag fiatalkorú létesítmény (morfotektonika).

A Vérteshegység

A Vérteshegység szerkezeti jellegét Taeger Henrik határozott töréses röghegységnek állapította meg. A törésvonalak itt is hosszanti, ÉK—DNy és haránttoló ÉNy—DK irányúak, eddig megállapíthatóan többnyire függőleges elmozdulásokkal, vetődésekkel határolt rögökkel. A törések kora az alsókréta utáni—eocén előtti és az oligocén utáni orogén szakaszokra esik. A hosszanti ÉK—DNy irányú törések idősebbek, nem lehetetlen azonban, hogy mindkét irányú törésrendszer egyszerre létesült, s a későbbi mozgásokban csak kiújult. A fiatalabb mozgások a régebbi irányokban ismétlődve, lényegileg mindkét irányú törésrendszerben mentek végbe.

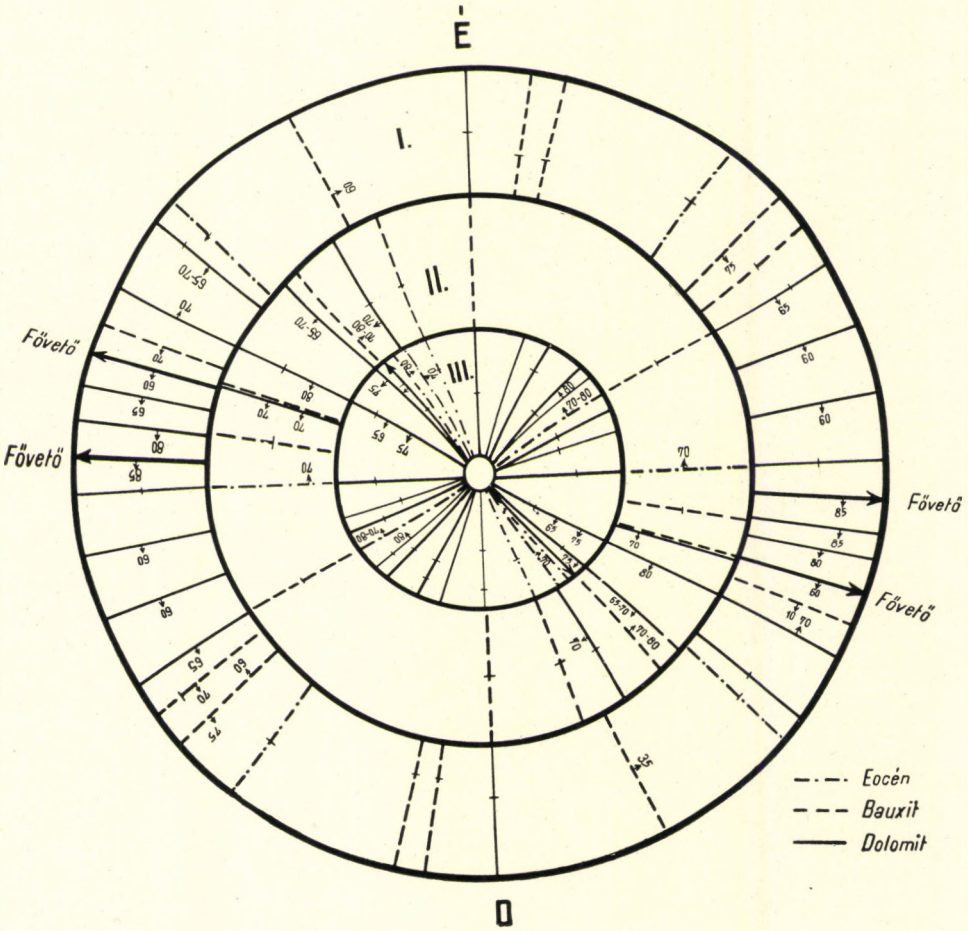
A Vérteshegység szerkezete ezek szerint a Móri ároktól a Bicskei medencéig, rögökre tagolt, északra hajló monoklinális tábla, északnyugati előterében a fedőhegység alatti árokmélyedésben kréta tagokkal, majd utána újból előbukkanó nóri dachsteini mészkőnek valószínűleg ellenkező dűlésü szárnyával. Ez az egyveretű mezozóos vonulat széttagolt széles, lezökkent, részaránytalan szineklízis, középen Pusztavám—Bokod—Oroszlány—Környe vonalában, valamint Bánhida tengelyében árokszerű eocén előtti, kréta aljzatú süllyedékövekkel. A lesüllyedt északnyugati szárny Bokod—Dad—Környe vonalában, a fedőhegység, illetve pannóniai és felsőoligocén medenceüledékek alatt geofizikailag is jelzett, különböző mélységű rögöket formál, a mélyfúrások szerint Bokodon 550 m, Dad körül egy magas sasrögben 80 m mélységben.

A Vérteshegységben pikkelyeződés vagy rögtorlódás nehezebben mutatható ki, mint a Bakonyban. Inkább a meredek hajlású haránttörések mentén történt vízszintes eltolódások jutnak túlsúlyra. Gyűrt vagy hajlításos formaelemek a Vérteshegységben eddig nem voltak fölismerhetők a Balatoni hegységben vagy a Bakonyban észlelhető módon. Ilyenek a Vérteshegységben csak igen erőltetetten volnának szemléltethetők. Lehajlásos, flexura jellegű alakulatok sincsenek. Ez, mintha a Vérteshegység egykori mezozóos táblájának merevebb voltát jelezné, de mindenképpen az erőhatás módjának és mértékének különbségére utal. A nyomóerőhatás ÉNy felől történt, s a rögtorlódás délkeleten, a Velencei hegységnek akkor még kimagaslóbb tömegén mehetett végbe.

Schmidt Eligius Róbert a Vérteshegység törési irányainak elméleti értelmezésében mutat rá arra, hogy a törések mentén történt rögmozgások nem Taeger értelmezése szerinti vetődések, azaz lefelé irányult elmozdulások, hanem „a rétegek dőlésviszonyából következtetve, feltolódási síkok, amelyek mentén az északnyugati rögök, a délkeletiekre tetőcserépszerűen felpikkelyeződtek". Ez a részletes megfigyelési tényeket nélkülöző általánosítás a Vérteshegységben csak egyes esetekben és kivételesen igazolható. Tény az, hogy a hegység belsejében nem lehet minden elmozdulás vetődés. Világos azonban, hogy túlnyomólag 45 foknál meredekebb hajlású törési síkok mentén föltolódás, tehát fölfelé irányuló mozgás, még hozzá „tetőcserépszerű fölpikkelyeződéssel" csak a l u l r ó l ható aktív erőműködéssel történhetik. Ilyen erő lehet magmás eredetű, ami kisebb-nagyobb mértékben mindig lokalizált, vagy lehet (a Vérteshegység esetében) a két oldalon megtorlódott mezozóos tábla belsejében helyenként rögtorlódásból eredő, kisebb rögegységeket

kiemelő erő. Ebben az esetben is helyi és nem általános. Nem felpikkelyeződés, még „pikkely"-rög sem, hanem egyszerűen föltorlódott rög.

Schmidt szerint a „fölpikkelyeződést" a réteghajlások és a térszínalakulás is alátámasztja. A hegység északnyugati peremén 10—20 fokos rétegdűlés, a „feltolódási sík" közelében, emelkedő térszínen 30—40 fok, vagyis „felhajlást" mutat. Kimutatható

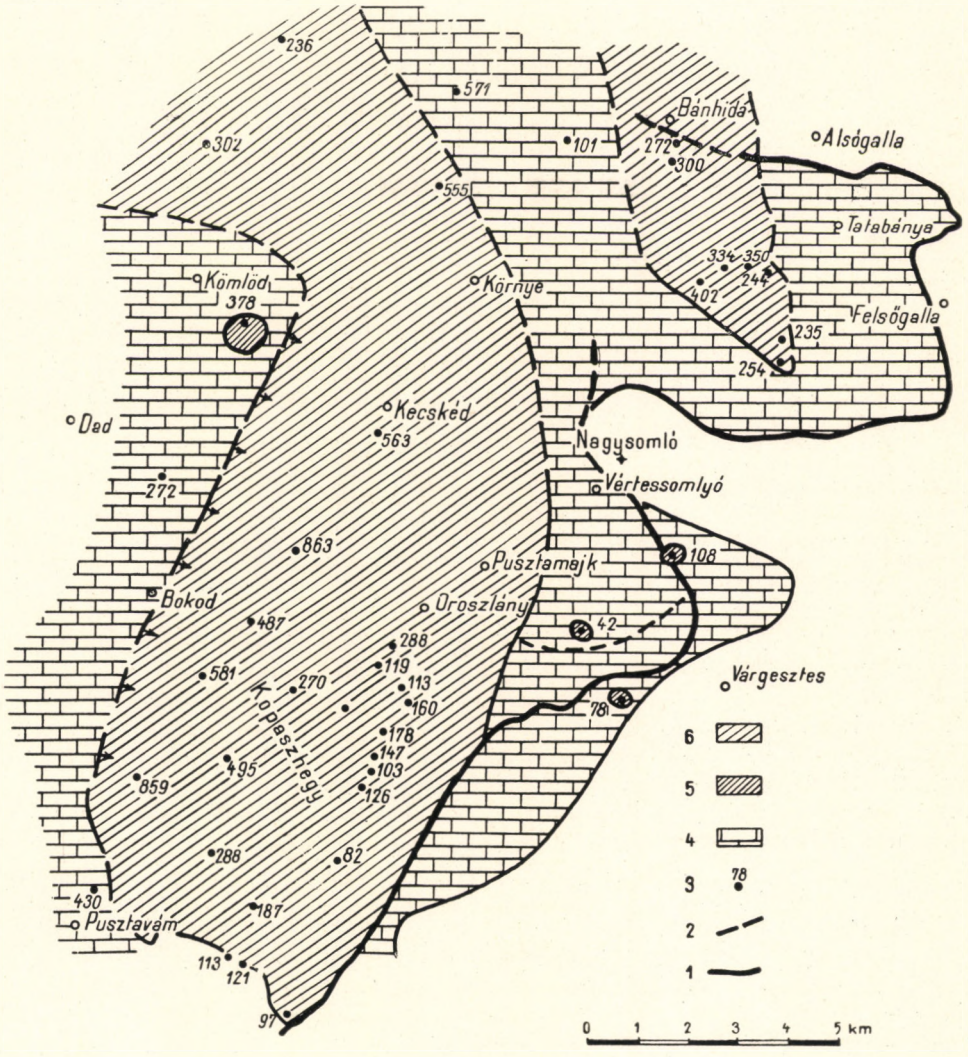


176. ábra. Kőzetrés irányok különböző vértheshegységi képződményekben: I. iszkaszentgyörgyi külfejtés, II. gánti külfejtések, III. felsőgallai kőfejtő

aktív fölhajtó erő hiányában egyszerűbb a nyilvánvalóan mindenütt ható nehézségerővel számolni, s ezzel a lezökkenő rögrészletekben rögbillenésből „lehajló" rétegek adódnak. Az általánosító fölpikkelyeződés bizonyítás nélküli föltevésével szemben a Vértheshegységben és a Dunántúli Magyar Középhegységben általában is a törési síkokon, hasadékokon sokszor megfigyelhetők és mérhetők a különböző irányú rögmozgásokat rögzítő vonalak. Az említett meredek hajlású törési síkok mentén megfelelő erőhatás jelenlétében fölfelé irányuló rögmozgás nagyobb súrlódásos összetöredezést is igényel, ami a megfelelő részeken seholsem észlelhető.

A törések mentén megismétlődő, különböző jellegű elmozdulások történtek. Ezeknek egyik nagyon szép föltárásban mutatkozó példáját Földvári

találóan ismertette a gánti bauxitbányászat melegesi részéből. Az ÉNy—DK csapású meredek törési síkon DNy felé lezökkent rögrészlet jellegzetes mozgási karcvonalakat mutat DK (135—80°) és ÉNy (315°) felé irányuló, forgó moz-



177. ábra. A Vértes- és Gerecsehegység előterének mezozóos medencealjzata (Sólyom F. nyomán): 1. alaphegység medenceperemi vonala, 2. oligocén lepusztítás határvonala, 3. medencefenék megfúrt mélysége, 4. triász, 5. jura, 6. kréta

gással. Ezek a mozgási irányok a Vérteshegység rögszerkezetének rögpikkelyeit és eltolódásait jól szemléltetik.

Mindezek alapján a Vérteshegység mezozóos alaphegységének rögökre tagolódása ÉNy-ról DK-re vízszintes eltolódásokban és hosszanti törések mentén összenyomódásban mutatkozik. A töréseken megismétlődő, többszakaszos mozgások voltak, az egyes rögrészekben különböző mértékű, egyenlőtlen, fölfelé és lefelé történt elmozdulásokkal.

A Vérteshegység mezozóos sorozata, a jura rétegek fokozottabb hiányosságával, egyesíti a balatoni és bakonyi kifejlődést, megállapítható tektonikus érintkezés nélkül. A balatoni kifejlődésű triász sorozat felszíni legidősebb tagja, a Csákberény—Gánt körüli föltörésben jelentkező ladini—karni emeletbeli szürke tűzköves márgás mészkő és diploporás dolomit a hegység zömét adó nóri fődolomittal törés mentén érintkezik. Ez a törés esetleg a litéri rátolódásos övnek, az iszkaszentgyörgyi verfeni tagoknak és a megyehegyi dolomitnak az ottani fődolomittal való érintkezésének folytatása. A rátolódás azonban az iszkaszentgyörgyi Baglyashegyen is, a Vérteshegységben pedig még határozottabban, csak meredek törési síkon, összetorlódással jelentkezik.

Az idősebb triász tagok a verfeni emelettel, a Vérteshegység délkeleti előterében mélyfúrásokkal vannak megállapítva. Valószínű, hogy a Velencei hegység gránit- és átalakult palavonulatához hasonlóan a balatonmenti érintkezéssel egyező települési mód várható, diszkordáns hozzásimulással. Permi üledékek eddig mélyfúrási anyagban még nem voltak. A perm jelenlétének nyomát JANTSKY a Velencei hegység szélén, néhány felszíni konglomerátumrögben kimutatta (52. o.). A Budai hegység felé a mélyebb triász tagok elnyíródnak, s a Gellérthegynek megfelelő karni—nóri tagok dél felé, a Duna balpartján, valószínűleg hasonló idősebb triász tagokra pikkelyeződnek reá az alföldi medenceperem alján.

A Vérteshegység északnyugati oldalán nagyon hézagos jura tagok és a bakonyi kifejlődéssel azonosítható kréta üledékek simulnak hozzá a triász vonulathoz. A liász kétségtelen diszkordanciával települ a dachsteini mészkőre, s fölötte eddig még csak a kimeridgei—titon, valamint a barrémi emelet s a bakonyi apti—cenománi emeletre utaló rétegek voltak fölismerhetők. A közbeeső üledékhézagban, további megismerésekig, a kimmériai mozgási szakasz epirogén megnyilvánulását kell látnunk.

Észak felé, a Vérteshegység nóri fődolomitösszlete rétegtani folytonossággal és fokozatos átmenettel megy át a nóri emeleti dachsteini mészkőbe, ami a Gerecsehegység zömét alkotja. A gerecsehegységi rétegsor tehát a vértesi triász rétegtani folytatásának tekinthető, tektonikai elhatárolhatóság nélkül. A jura és kréta képződmények rétegösszletében azonban lényeges hiányok vannak, s a bakonyi kifejlődés a Vérteshegység északnyugati, medenceperemi előterében, Bánhida—Környe—Bokod vonalában megszűnik. Tovább északnyugat felé, Bokodon, a medence alján az eddigi fúrások szerint ismét nóri dachsteini mészkő váltja föl a kréta vonulatot.

A Vérteshegységben tehát a balatonfelvidéki triász sorozat szerkezeti egységében föltételezett ókimmériai mozgások jelenléte kimutatható. Valószínű tehát, hogy a vértesi triász inkább az északbakonyi egységgel azonosítható, amit határozottabb töréses röghegység szerkezete is igazol. A törések megkülönböztetése még további vizsgálatokat igényel, ami nehézségekbe ütközik, mert az újabb, főként a mezozóos alaphegység arculatát kialakító krétavégi (larami) mozgások a régebbi törésekkel azonos irányban éledtek újra, sokszor a régi törések mentén folytatódó elmozdulásokkal.

A Gerecsehegység

A röghegység szerkezet még kifejezettebbé válik a Gerecsehegységben, a Bicskei medencétől a Dunáig terjedő, kisebb-nagyobb medencékkel és nyitott öblökkel tagolt, szertebillent, szétlazult rögökkel. A Gerecse mezozóos alaphegysége, mely mint említettük, tektonikai elhatárolás nélkül a vértesi triász rétegtani folytatása, nóri dolomitos dachsteini mészkőből, raeti dachsteini mészkőből, teljes, de hézagos településű jura sorozatból s az alsókréta legalsó emeleteit is tartalmazó, az apti emeletig bezárólag terjedő üledékképződést jelző rétegekből áll. A triász dachsteini mészkő és a liász legalsó tagozata között többé-kevésbé jól észlelhető korróziós diszkordancia van, ami, azonos sekélytengeri fáciesekről lévén szó, valószínűleg az ókimmériai mozgások szinorogén fenékmozgásaival magyarázható, amelyek a már megszilárdult dachsteini mészkő összetöredezését, nyitott hasadékait és kioldódásait hozták létre. A felsőbb jura tagok nyílttengeri kifejlődésű rétegeinek hézagossága is medencén belüli vízalatti üledékeltávolítással (exezió), föloldással (disszo-

lució) magyarázható. Nem lehet ugyanis a tengernek folytonosan ismétlődő, kis területre szorítkozó visszahúzódásával, majd előretörésével magyarázni az ilyen üledékhiányokat és az újratelepülést (reszesszió). Mindezek a jura tenger fenékingadozásaival kapcsolatosak, ami a kimmériai kéregmozgási szakasz kihatása.

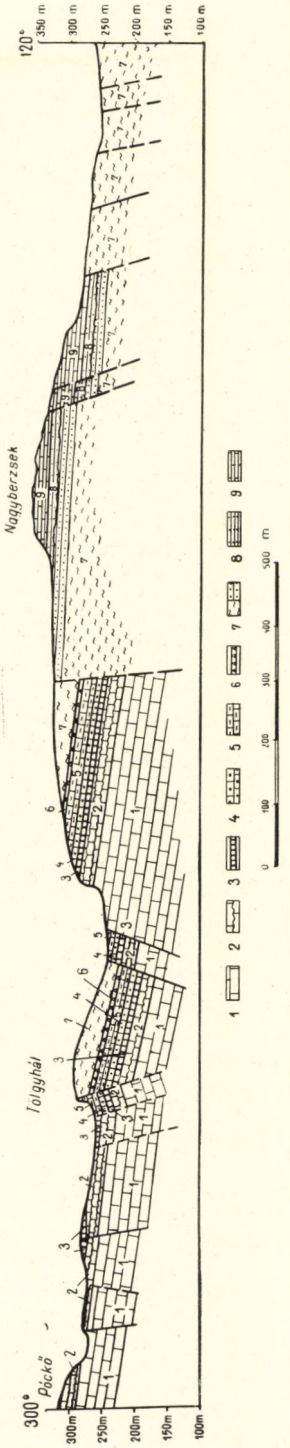
A jura után, a hegység északi részén a kréta üledékek kezdeti lassú transzgresszióval, majd egyenlőtlenül süllyedő medenceüledékekkel, végül jellegzetes regressziós—abráziós törmelékkel, partszegélyi és partközeli üledékekkel jelentkeznek, s a barrémi emelettel bezárólag, majd az apti emelet után, a Gerecsehegység egészében teljes kiemelkedést észlelünk. Vagyis a Dunántúli Középhegységben keletről nyugat felé haladva, a mezozóos részleges szárazfölddé alakulás kiteljesedése mindig későbbi időszakban, illetve emeletben következett be : a Budai hegységben már a triász végén, a Pilishegységben a jura végén, a Gerecsében az apti emeletben, a Vérteshegységben a cenomán után (szubhercini mozgási szakasz), végül a Bakonyhegység egészében csak a kréta végén, a larami orogén szakaszban. A Dunántúli Magyar Középhegység különböző részeinek ezek a különböző időre eső epirogén mozgási jelenségei bizonyos mértékig érthetővé teszik az alaphegységek szerkezeti mozgási módjának és mértékének árnyalati eltéréseit is.

A Gerecsehegység mezozóos alaphegységének kialakulása, az említett földtörténeti—ősföldrajzi tények szerinti kiemelkedéssel, az ausztriai hegységképződési szakaszra esik.

Eddigi részletes üledékföldtani ismereteink szerint a jelenleg egészben véve általában közel észak felé hajló, monoklinális, gerecsehegységi mezozóos tábla a Dunától a Zsámbéki medencéig, keleten a Tokod—dorogi medencéig terjedően, nem egyidejűleg vált szárazfölddé. A déli triász rögök területe már előző mozgási szakaszban kiemelkedett (ókimméri mozgás). A Gerecsehegység régi (eocén előtti és miocén) tönkfelületének eróziós megújhodással lepusztított, rögökre tagolt térszínén, a Bánhida—Bajna vonalától délre eső rögökben, triásznál fiatalabb rétegek még pusztulási nyomokban sincsenek. A rétegtani részben, ebből a hiányból a kréta—jura üledékképződés itteni hiányára, tehát a hegység déli részének triászvégi kiemelkedésére következtettünk. Ez ókimmériai epirogenetikus mozgásra utalna, amit alátámaszthat a liászeleji és jurabeli üledékképződéssel valószínűsített fenékingadozás és abból következő triász—liász határ diszkordáns jellege. Ez a részleges kiemelkedés kelet felé, a Pilisvonulat déli részétől a Budai hegység egészében, általánossá vált. Szerkezettartó, törés nélküli táblának tekinthető, amelynek összetöredezése és rögökre tagolódása az ausztriai, illetve larami orogén időszakokra esik.

A Gerecsehegység röghegység jellegét ÉK—DNy, ÉNy—DK, alárendeltebben K—Ny és É—D irányú törések menti vetődések szabják meg. Az ÉK—DNy és ÉNy—DK irányú főtörésvonalak, meredek törési síkokkal, észak—déli rögvonulatokat és árokmélyedéseket hoztak létre, lépcsős, diszjunktív mozgásokkal, sasbércekkel, 200—300 m szintkülönbségekkel (178. ábra). Az É—D-i és K—Ny-i törések a régebbieket elmetsző, nyilvánvalóan fiatalabb mozgások, jelentősebb szintkülönbség nélkül, főleg vízszintes eltolódások, néha észak felé történt kisebb föltolódásokkal (Bányahegy).

A Gerecsehegység tulajdonképpeni összetöredezése és rögökre tagolódása a larami mozgási szakaszban az alaphegységrögök közötti medencék és öblök süllyedésére vezetett. A törések alapiránya a vérteshegységivel azonos, ÉK—DNy és ÉNy—DK, kisebb-nagyobb eltérésekkel.



178. ábra. Az északi Gerecse szerkezeti szelvényvázlata (BALKAY B. szerint): 1. triász mészkő, 2. liász mészkő, 3. dogger mészkő, 4. alsó- és középsőmalm mészkő, 5. titon mészkő, 6. berriázi mészkőbreccsia, 7. kréta márga és homokkő, 8. eocén homokkő, 9. édesvízi mészkő

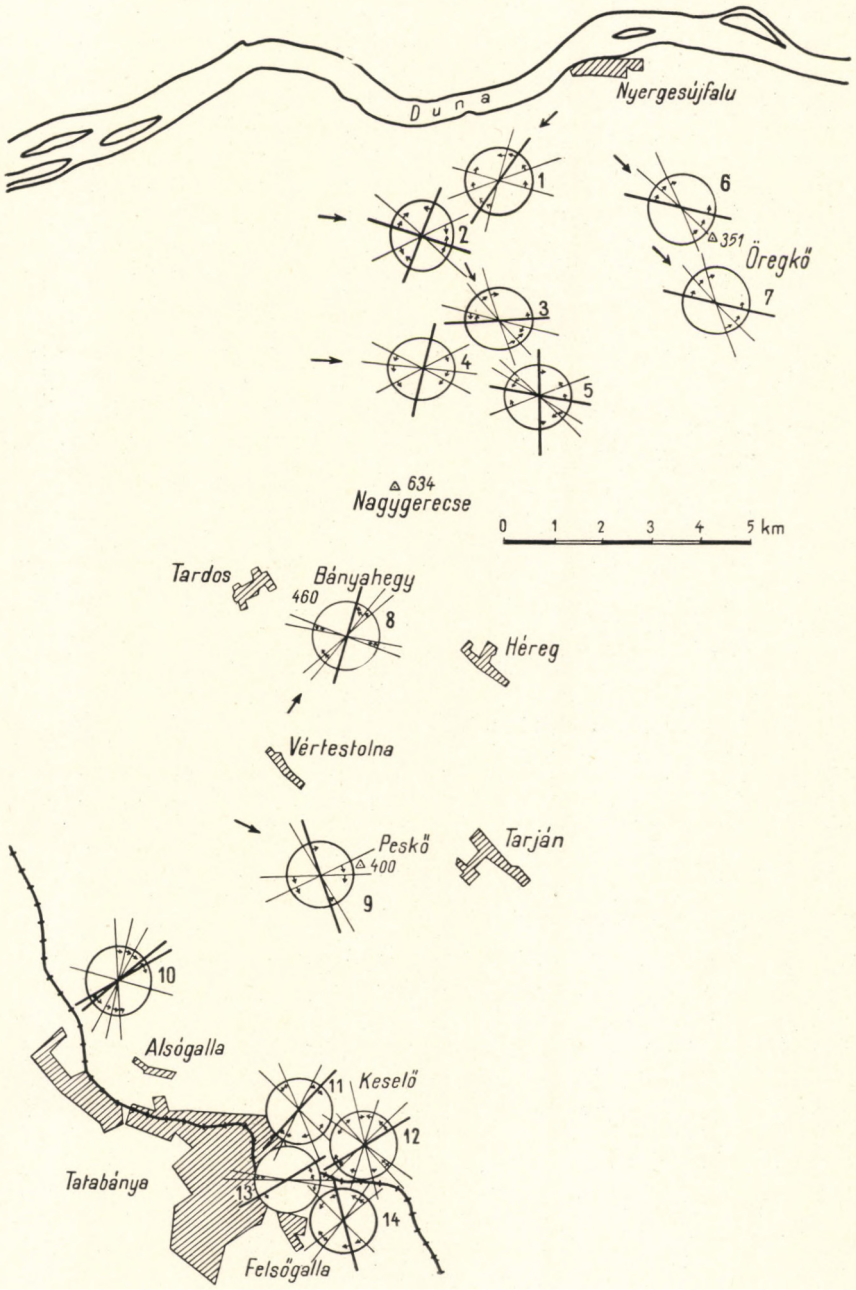
A törésrendszerek alakulását a tatabányai nagy kőfejtőben észlelt törések mérése alapján MÉSZÁROS MIHÁLY diagramjai szemléltetik (179. ábra). Különösen figyelemre méltó itt az ÉNy—DK irányú haránttörés menti vetődés, aminek eocén előtti korát a törési síkon a transzgredáló eocén tenger partszegélyét jelző eocén fúrókagylónyomok bizonyítják. Az ezt keresztező hosszanti törések lépcsős lezökkenésekkel a törésrendszer egyidejű alakulását jelzik. A későbbi miocén, sőt pannóniai emelet utáni (rodáni) mozgások, kizárólag törésekkel, ugyanezeknek az irányoknak újraéledését bizonyítják. A többnyire meredek törési síkok mentén történt mozgásokban a hosszanti és harántelmozdulások összetorlódó vagy szétlazuló megkülönböztetését a felszíni észleletek alig igazolják.

SCHMIDT elmélkedése szerint a jura—kréta üledékek hiánya az említett területrészeken arra vezethető vissza, hogy itt DK felől ható aktív hegységképző erők voltak, amik már az ókimmériai szakaszban diszlokálták és felemelték a kratoszinklinális üledékeit. Így a jura tenger ÉNy felé visszahúzódott és a Budai hegységben csak itt-ott keletkezett kisebb vápákba és mélyedésekbe nyomult be, ahonnan a DK-i szárny kiemelkedésével üledékei lepusztultak. Ez a szemlélődés a föntebbi részletes üledékképződési és földtörténeti vizsgálati tényekkel valószínűsített megállapításhoz képest többletet nem ad. Leegyszerűsíthető oknyomozása megfigyelésekkel nincs alátámasztva, a diszlokáció következményeiben ellentmondásokat tartalmaz, mert a hiányzó jura üledékek tekintetében teret ad az utólagos lepusztulásnak is.

Mindezeket összegezve, úgy találjuk, hogy a Vérteshegység és Gerecsehegység szerkezetileg egységesnek tekinthető alaphegysége nagy általánosságban monoklinális felépítésű, töréses rögpikkelyes és rögvonulatokból áll. A Vérteshegység hosszanti ÉK—DNy-i törések mentén földarabolódott táblája összetorlódott, néhol egymásra tolódott rögegységek vannak, medence formáló árkos beszakadások nélkül, a medencék felé, északon és délen szegélytörések mentén történt lépcsős lesüllyedéssel.

A Gerecsehegység jellegzetes röghegység, haránttörések (É—D) mentén történt árkos beszakadásokkal elválasztott, három nagyobb sasbérc vonulattal.

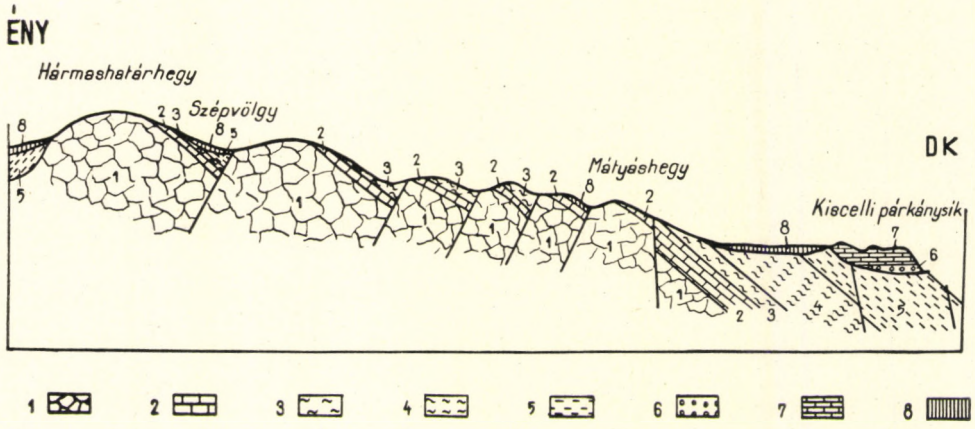
A hosszanti törések mentén történt összetorlódással, illetve reátolódásokkal a Vérteshegységben a raibli rétegek megismétlődnek ; a déli részen a ladini és karni rétegösszletben, valamint a karni és nóri összlet között rétegkihagyások mutatkoznak. Ezek a reátolódásos törések kapcsolatba hozhatók



179. ábra. A Gerecsehegység összesített kőzetrésrendszere (MÉSZÁROS M. nyomán): 1. kisberzsekhegyi jura mészkő, 2. kisberzsekhegyi kréta márga, 3. berzsekhegyi kréta márga, 4. berzsekhegyi édesvízi mészkő, 5. kecskekői triász mészkő, 6. öregkői jura mészkő, 7. öregkői triász mészkő, 8. bányahegyi jura mészkő, 9. peskői triász mészkő, 10. csúcshegyi triász mészkő, 11. keselőhegyi triász mészkő, 12. keselőhegyi eocén mészkő, 13. kálváriahegyi triász mészkő, 14. kálváriahegyi eocén mészkő

az Északi Bakony (Baglyashegy) és Balatonfelvidék (Litér) rátolódásos pikkelyvonulataival. A Vérteshegység ezek mentén négy szerkezeti egységre tagolódik. Gerecsehegységi folytatásuk elmosódott, s az újabb rétegtani vizsgálatok szerint, a nóri dolomit és nóri dolomitos dachsteini mészkőösszlet tektonikus érintkezésében érzékelődve, a Gerecsehegységet két nagyobb szerkezeti egységre osztja. Ennek rétegtani igazolása még bizonyításra vár.

A haránttörések mindkét hegységben föl is újultak; a Vérteshegységben ÉNy—DK, a Gerecsehegységben É—D irányú diszjunktív jellegűek; valószínűleg miocéneleji kezdettel, a legújabb időkig többszörösen megismétlődő hegységformáló (morfotektonikai) hatásokkal.



180. ábra. A budai Hármashatárhegy—Mátyáshegy vonulatának vázlatos földtani szelvénye (HOFMANN K. szerint): 1. karni dolomit, 2. felsőeocén nummuliteszes mészkő, 3. bryozoás márga, 4. budai márga, 5. kiscelli agyag, 6. pleisztocén homokos kavics, 7. pleisztocén mésztufa, 8. lösz

A Budai hegység—Pilisvonulat—Esztergom vidéke

A Budai hegység szerkezeti jellegét HOFMANN KÁROLY klasszikus szelvénye rögzítette az óbudai hármashatárhegyi vonulatról (180. ábra). Ez a szelvény a töréses szerkezet lépcsős rögökre tagolódásának mintája, jellegzetes ellenlejtes vetődésekkel. Ezt a szerkezetet alapvonalaiban mindmáig minden újabb vizsgálat lényegileg igazolta. A hegységképző mozgások időrendi elemzése és a fáciesek vizsgálata csak a mozgások módjában és mértékében hozhatott módosításokat.

Az üledékképződés menetét a Budai hegységben a középsőtriásztól (ladini emelet) a nóri emeletig bezárólag nyomozhatjuk, sekélytengeri, terrigén anyagot alig tartalmazó üledékekkel. A jura és kréta üledékek teljes hiányát csakis a triászvégi kiemelkedéssel magyarázhatjuk, amit igazol az eocén transzgresszió triász partot jelző törmeléke. Ez a Budai hegységben teljes kiemelkedésre vezetett ókimmériai mozgás a Dunántúli Középhegység többi részében is kimutatható más-más mértékben. A kiemelkedés egyszerűen a tenger visszahúzódásával létesült, fölismerhető mozgási formaelemek, törések nélkül. A hegységképződési mozgások (orokinezis) itt is a középhegységi általános krétabeli kiemelkedés ausztriai, esetleg larami szakaszában voltak. Nagyon

nehéz ezeknek a mozgásoknak szerkezeti formaelemeit megállapítani. A triász rétegösszletek megfigyelhető mai szerkezete északi vagy északnyugati irányban egyoldalra hajló rögöket mutat, vetődésekkel, néhol lehajlásokkal, fölismerhető vízszintes eltolódásokkal, helyenként ferdén egymásratolódott pikkelyekkel. Ezekből gyűrt formákat vagy éppen gyűrődéses folyamatot kielemezni nem lehet. Varisztikus csapásirányban újraéledt törések mentén történt földarabolódás lehet, amelynél a vízszintes elmozdulások már a későbbi szakaszban történtek.

Horusitzky Ferenc reámutatott a Budai hegység triász képződményeinek bizonyos fáciesbeli ellentéteire s azoknak térbeli eloszlás szerinti szabályszerűségére. Szerinte itt két fáciesegységbe foglalható rétegösszlet egymás mellett, illetve egymás fölött foglal helyet. A keleti „budai egységnek" nevezett összlet, ladini tűzköves márgás mészkővel és több szintre osztható karni és nóri dolomittal délalpi jellegű, míg a nyugati „pilis—nagykovácsi egység" ugyancsak ladini tűzköves márgás mészkővel és diploporás dolomittal, karni—raibli fődolomittal és nóri—raeti dachsteini mészkővel, valamint kösszeni rétegekkel északalpi—délalpi vegyes kifejlődés lehet. A Pilis—nagykovácsi egység a budai egységgel, dél felé összetolódottnak látszik. Ez a mozgás Horusitzky szerint az eocén—oligocén határán a pireneusi hegységképződés idejére esik. Ez a nagyvonalú szerkezeti elgondolás emlékeztet a Balatoni vonulat és az északbakonyi triász összetolódott pikkelyezettségére, valószínűvé válik a litéri diszlokációs öv folytatódásával. Végeredményben ez a magyarázat nyitva hagyja a hegység szerkezeti jellegének kérdését, illetve nem érinti annak morfotektonikai rögheguységgé alakulását. A rögökre tagolódás ideje így is a stájer hegységképződési szakaszra esnék.

A Budai hegység területének egy részén végzett újabb részletes vizsgálatok alapján Horusitzky a triász és a paleogén képződmények együttes tekintetbevételével, három kifejlődési egységet különböztet meg. Az északi, p i l i s i egységben a transzgresszió az alsóeocénben (Esztergom vidéke), a középső, n a g y k o v á c s i egységben a középső eocénben (Budakeszi, Nagykovácsi), a b u d a i, déli egységben csak a felsőeocénben jelentkezik. A pilisi egységben föltűnően pszammitos (sztriatás homokkő), a nagykovácsiban miliolinás—alveolinás mészkő- és operculinás—perforatás agyagmárgaképződmények vannak. A pilisi egységben a *Nummulites millecaput* uralkodóan jellemző, míg a nagykovácsi és budai részen hiányzik. Az utóbbiakban a felsőeocénben a *Nummulites fichteli* és *Nummulites intermedius* uralkodik, míg a pilisi területen hiányzik. A pilisi egységben alsóoligocén denudációs termékek: vörös tarkaagyag, durva kavicskonglomerátum és partszegélyi homokkő mutatkozik. Ezek a budai egységben teljesen hiányoznak, s a nóri dachsteini övhöz vannak kötve. A budai egységben ugyanakkor a denudációs törmelék pelites része található rosszul szellőzött, esztuáriumszerű mélyedésekben, pirites, csillámos, leveles—palás szalagos agyag, sötét, mészmentes és világosabb, gyér szerves anyagú csíkok váltakozásával. Ez a lattorfi palás agyagösszlet a felsőeocén budai márga fedőjében az alsóoligocén homokkőösszletet helyettesítő kifejlődés.

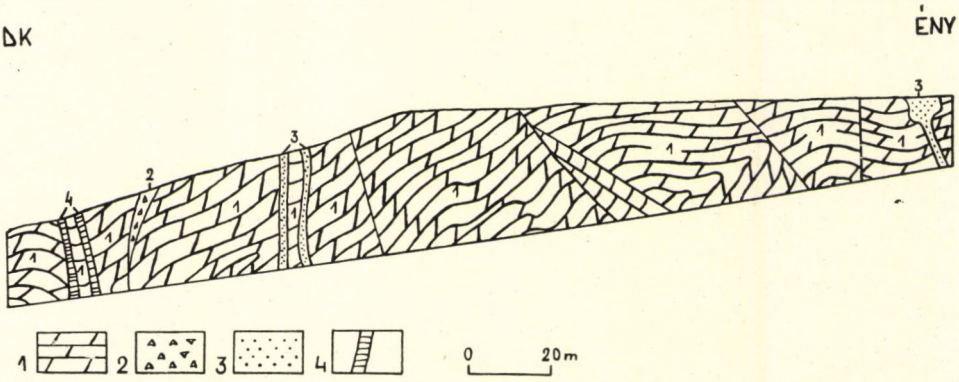
Ezek az üledékképződési különbségek, Horusitzky szerint, igazolják a megkülönböztetett szerkezeti egységek egymásratolódását, s annak idejét a pireneusi szerkezetalakító mozgások végén, a lattorfi és a rupéli emelet között rögzítik.

Schmidt rámutatott arra, hogy Horusitzky Buda—pilishegységi triász fácieseinek szerkezeti körülhatárolása ÉK—DNy irányú pásztáknak felel meg, ÉNy felé fiatalabbá váló tagokkal. Ez a két tag szerinte ÉNy felől DK irányban mozgott fölpikkelyeződést jelez. Rámutat még arra, hogy Hofmann budai klasszikus rögökre tagolódást szemléltető szelvényében a mozgás nem ÉNy-ra a Hidegkúti medence felé irányuló lépcsős vetődés, tehát fokozatosan lefelé történt mozgás, hanem Schafarzik—Vendl szerint DK felé irányuló, fokozatos pikkelyszerű egymásra föltolódás. Erre mutat az is, hogy ÉNy felé a fődolomit alól az idősebb raibli—ladini rétegek fokozottabb mértékben bukkannak fölszínre. Ez a föltolódás csak úgy képzelhető, hogy a mozgás idején, a délkeleti előtérben még kiemelkedett százazföld volt, ami a mozgást délkeletről ellenerőként gátolta, és így a lépcsősen lefelé mozgó rögrészek megtorlódtak. Az ilyen módon keletkezett hosszanti törések és mozgások kora miocén előtti, szávai szakaszra esik.

A Budai hegységben, de a Dunántúli Középhegységben általában is, a hosszanti törések mentén rögtorlódás, illetve pikkelyes föltolódások, a haránttörések mentén széthúzásos vagy kiterjedéses mozgás (dilatáció) áll be. Tekintettel arra, hogy ugyanezekben az irányokban megismétlődő, újraéledő mozgások voltak, széteséses, hasadékokat létrehozó mozgások lehetnek utólag, a hosszanti törések mentén is. Ilyenek a medencepereme-

ken különösen jól észlelhetők, gyakran több méter vastagságú kalcittelérekkel vagy törmelékkitöltéssel (Naszály, Nézsa, Csővár). Az egyes rögpikkelyek mozgási módjának megállapításában tehát a megismétlődés figyelembe veendő, külön-külön vizsgálandó.

A Budai hegységre vonatkozó szelvények jól szemléltetik hegységeink varisztid mozgásától kezdődő, jellegzetes merev-töréses (kratogén) jellegét. Az általános föltolódással jellemezett „fölpikkelyező" mozgás azonban nem felel meg a megfigyelhető tényeknek. Mindeddig még nincsenek részletes vizsgálataink az egyes hegységtagok vagy rögök egymáshozi helyzetéről, kétségtelen azonban, hogy a törésekkel szabdalt hegységek általános torlódási irányzatával szemben nagy számmal vannak szétbillent hegységtagok is. A törési síkok 60—80 fokos hajlása mellett pedig szorosabb értelemben vett általános föltolódás, különösen pedig lépcsős alakban, csak igen erős térszűkülést okozó erőhatással, régebbi vetődési síkok újraéledésével volna magyarázható. Ilyen mozgások a megismétlődő törések mentén lehettek és voltak a régebbi mozgási szakaszokban, amíg a medencék helyén régebbi alaphegységvonulatok a felszínen ellenhatásként („satu-



181. ábra. A farkasvölgyi felsőkarni dolomitfeltárás vázlatos szelvénye (Horusitzky F. szerint): 1. felsőkarni tűzköves dolomit, 2. felsőeocén breccsia, 3. pannóniai hasadékkitöltés, 4. limonitos ér

elmélet") szerepeltek, de ezek süllyedő mozgásával, mint föntebb említettük, széthúzók is lehettek. Ezek kétségtelenül a fiatalabb mozgások, amelyeknek megkülönböztetése (vagyis az egymásrakövetkezett különböző idejű mozgásoknak induktív megfigyeléseken alapuló szételemzése) nélkül általánosítani nem lehet. Ezt igazolják Szalai Tibor újabb vizsgálatai az Esztergom vidéki kőszénterület szerkezeti elemzésében. A „felpikkelyeződés" téves voltát Végh Sándorné részletes vizsgálatai a Gerecsehegységben is megállapították.

Szalai ismételt tanulmányai mutattak rá a Budai hegységtől északra, a Gerecsehegység és a Pilisvonulat közé eső Esztergom környéki (Dorog—Tokod) triász rögvidék szerkezeti irányainak különlegességeire. A Budai hegység ÉNy—DK irányú és a Gerecsehegység É—D irányú jellegzetes törésirányai ezen a területen, szembeötlő módon, uralkodóan K—Ny irányúakká hajlanak át, s dél felé, Sárisáp—Csév vonalában K—Ny csapású rögvonulatokat határolnak. Ilyen törésvonalat állapít meg Szalai az esztergomi Duna vonalában is, ami kelet felé a Naszály—Csővár közötti szigetrögöket is határolja dél felé. Ezek a törési irányok vannak a Pilisben is, amelyet keleten és nyugaton ÉNy—DK irányú szegélytörések határolnak. Az utóbbiak, alárendelten nyomozhatók Dorog—Tokod területén is, fiatalabb miocén haránttöréseknek minősülnek. Kétségtelen, hogy a törési irányoknak ilyen föltűnő változása a Duna menti övben mélyszerkezeti különbségre vezethető vissza. A merev triász táblának hajlításos igénybevételből következő szétdarabolódására azonban aligha gondolhatunk.

A Budai hegység röghegység jellegével szemben, az Erdélyi medence gyűrt vonulatainak megismerése után, irodalmunkban megindult „gyűrődési viták" nyomán utalások vannak gyűrt szerkezetre is. A helyi jellegű gyüredezettség legszembeötlőbb példája a budai—szépvölgyi karni mészkőhajlat nagy törésvonal menti elmozdulása. Ilyenféle alakulást kimutattak a Gellérthegy dolomitjában, valamint a farkasvölgyi Edvi Illés

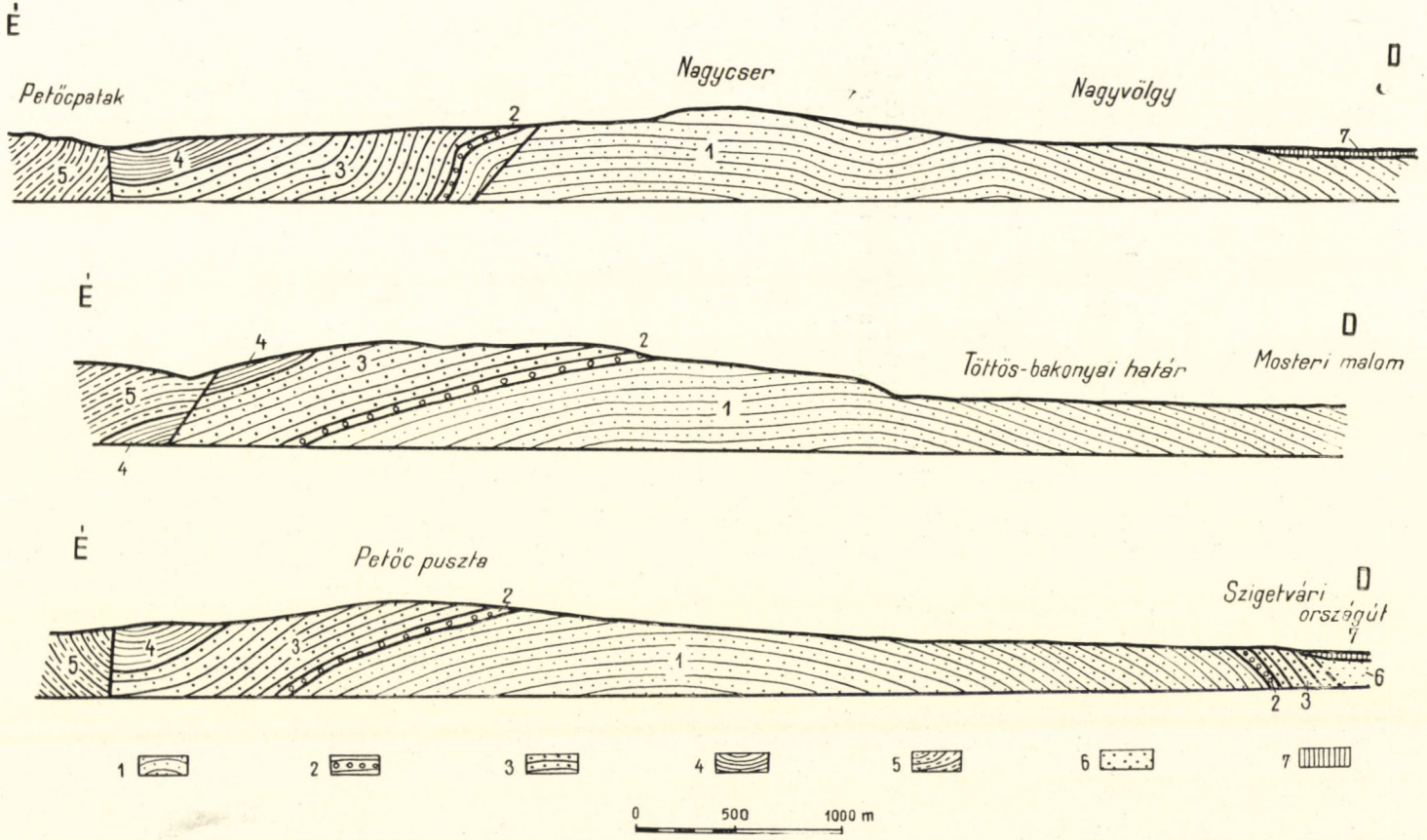
úton a gyüredezett, pikkelyezett dolomitösszlet fiatal részmozgásaiban is. Sokszor a triász rögök ellenkező dűléséből iparkodtak boltozatokat és teknőalakulatckat összehozni. Az eredetileg merev tábla a nyomóerő hatására kezdeti nagysugarú, enyhe hajlásokkal reagált. Ezeket azonban csakhamar fölváltották a törések, amelyek a szerkezet végleges jellegét adják. Az eredeti enyhe boltozódást a későbbi mozgások és a lepusztulás annyira eltüntette, hogy hegységszerkezetileg, sőt morfológiai tekintetben semmiféle jelentősége nincs.

Horusitzky a Budai és Pilishegység szerkezeti egységeire vonatkozó föntebbi megállapítását tovább fejlesztve, ezeket nagyszerkezeti kapcsolatba hozta a Dunántúli Középhegység egészében, a Balatonfelvidék, Bakony, Vértes és Gerecsehegység megállapított torlódásos pikkelyeivel. Ennek alapján: *1.* Az Északi Bakony triász—jura—kréta, a Gerecsehegység raeti—jura és kréta és a pilisi egység triász—jura képződményekkel az északi torlódási övet képviseli. *2.* A Bakony, Vértes és a nagykovácsi egység karni fődolomit, nóri dachsteini mészkő és hiányos jura—kréta tagozatokkal a középhegységi áttolódások övét, *3.* a Balatonfelvidék és a budai egység öve pedig a déli pikkelyek övét képviseli. Ilyen összefüggések valószínűsíthetők, mert az eddigi ismereteink szerint a Magyar Középhegység különböző tagozataiban, hosszanti törések mentén történt rátolódások többé-kevésbé általános szerkezeti jellegként fölismerhetők.

A Mecsekhegység

A rétegtani ismertetésből kitűnik, hogy a Mecsekhegység földtörténeti fejlődése és mezozóos képződményei a Magyar Középhegységétől teljesen különbözők. Szerkezeti jellege is eltérő, nagy vonásokban és a mozgások módjában általában korszerűbb ismertetése a folyamatban levő bányászati föltárások és kutatások részletes vizsgálatából sok új megismerést hoz. Szerkezeti alapelemeiben Hofmann Károly már régtől fogva rétegráncolódást, hajlítást és átbuktatást állapított meg, s a Zengővonulatban „ellipszis alakú hegységtömzsöt" ismert föl „koncentrikus rétegszerkezettel és szinklinálisan a tengely felé irányult rétegdőléssel". Kitűnően rögzítette a trachidoleritvulkánosság szerkezeti jellegét, ami szerinte „az üledékes kőzetek rétegzésén, a csapás—dűlésirányban alig módosít valamit". A Magyaregregy—nagymányoki vonulatot egy antiklinális levált északi szárnyának minősítette. Ennek az antiklinálisnak déli szárnya egy szinklinális északi szárnyát jelzi. Fölismerte még, hogy a jura összlet rétegei, a legnagyobb megegyezés mellett, a déli övben teljes sorozatban, az északiban több rétegtag hiányával mutatkoznak, „kétségtelen elnyomódottságok folytán".

A mecseki kristályos vonulat ÉÉK—DDNy irányú csapásvonalával szemben a mezozóos vonulat triász—jura—alsókréta sorozata határozottan K—Ny csapású, redővonulatokba gyűrődött, s ugyanilyen hosszanti törések mentén összetöredezve, haránttörésekkel is megszabdalva, egymásratolódott, összetört pikkelyvonulatokat formál. A hosszanti törések mentén, általános dél felé irányuló nyomóerők következtében, az egész hegységre kiterjedő reátolódásos pikkelyek észlelhetők. Pikkelyes egymásratolódásokkal nemcsak rétegismétlődések vannak, mint a Bakonyban, hanem idősebb tagoknak fiatalabb képződményekre való reátolódásai is világosan megállapíthatók. Ilyen reátolódással ütközik a kristályos gránitvonulatra a mezozóos alaphegység is, s ennek a mozgásnak jelenségei a hegység déli szegélyén, Pécstől Ófaluig széles diszlokációs övben végignyomozhatók. Ugyanilyen reátolódásos pikkelyek nyomozhatók a hegység északi részén, a Márévári völgyben s a Magyaregregy—nagymányoki vonulatszárnyban. Fölismerhetők a nyugati perm—triász vonulat északi részén is. Ezek a mozgások nem redőáttolódások, hanem többnyire csak álló vagy kissé ferde, leginkább délre irányuló redők összetörésével, töréses pikkely jellegűek. A déli, kristályos merev tömeg közelében, az



182. ábra. A Jakabhegy permi vonulatának vázlatos települési helyzete: 1. permi alsó homokkőösszlet, 2. permi konglomerátum, 3. permi felső vöröshomokkőösszlet, 4. alsóverfeni rétegek, 5. felsőverfeni rétegek, 6. pannóniai rétegek, 7. pleisztocén lösz

átbuktatott redőszárnyrészletek fiatalabb rétegek fölött több helyen mutatkoznak Pécs város különböző szelvényeiben, a gránittal együttesen, többszörös pikkelyekkel. Ezek a nagyszerkezeti töréses pikkelyeződések legerőteljesebben a hegység északi és déli peremein mutatkoznak. A déli diszlokációs öv mentén az általában Ny—K csapású mezozóos rétegek ugyanilyen tengelyű redővonulatokkal, meredeken álló vagy északra hajló rétegekkel mutatkoznak. A reátolódási síkok ÉK—DNy csapásban, ÉNy felé 50—70° alatt hajlók.

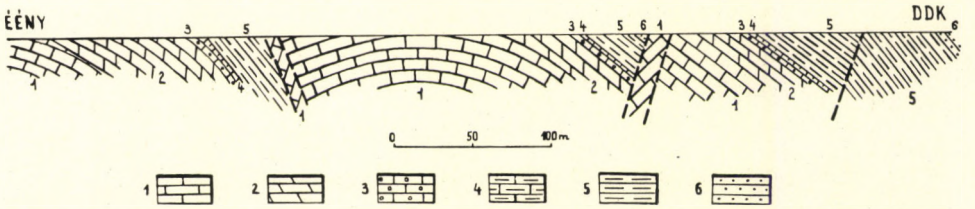
A Mecsekhegység nagyszerkezetében a nyugati tulajdonképpeni Mecsek, perm—triász vonulat és a keleti, jura sorozatból álló Zengővonulat különböztethető meg. Térbeli helyzetük egymáshoz képest szembeötlő harántelmozdulást mutat, a rétegtani kapcsolatot adó vengeni—raeti és liász kőszénösszlet bonyolult csapásfordulataival. Ez részleteiben is megfigyelhető a pécsi diszlokációs övben mutatkozó gránit, triász és liász tagok többszörös egymásratorlódásában. A Bertalanhegy egyik kőfejtőjében a kagylósmészkő hasadékába ékelődött liász kőszenes agyagpala kis részlete is látható volt.

A mezozóos vonulatnak dél felé a merevebb kristályos pala- és gránitvonulatra való ütközéséből adódó redőpikkelyeződéseken felül jelentékeny csapásfordulatok is keletkeztek, ami különösen a Pécs vidéki liász kőszénösszlet régen ismert fekvő S alakú vonulatában mutatkozik, nyugaton Pécs városában teljes elnyíródással. A kristályos övnek ezt a térbeli szerepét igazolja a meszesi mélyfúrásban elért fillit és gránit (319 m), még inkább a Lámpási völgyben lemélyített 7. sz. fúrásban a pannóniai, szarmata, tortonai és helvéti fedőhegységtagok alatt közvetlenül elért anizusi rétegek után, nyilvánvaló közvetlen reátolódással, 556 m mélységben elért, s 930 méterig megfúrt agyagpala, fillit, csillámpala, gneisz, granodiorit és szienitösszletből álló kristályos alaphegység. Az utóbbi itt északra előreugró sarkantyú, amelyen a liász vonulat megtorlódva, észak—déli csapásából, nyugat—keleti irányba fordul. Ez a torlódásos mozgás miocén előttinek, föltehetőleg kréta időszakinak minősíthető, mert a helvéti transzgresszió már ezt a szerkezetalakulást érte. Azonban a Pécs városában a hegységperemi és a déli előtéri pikkelyek a déli diszlokációs övben mutatkozó töréses pikkelyekkel együtt, Ófaluig terjedően, határozottan egészen fiatal, intrapannóniai újraéledő mozgások.

Hasonló délre irányuló összetorlódással végződik a hegység északi peremvonulata, a Magyaregregy—nagymányoki vonulatban, meredek északi dűlésű vagy álló mezozóos rétegekkel. Itt az anizusi mészkőösszlet fölállított rétegeivel (Váralja, Nagymányok) végződő hegységperemen túl, az északi medenceelőtérben fordított sorrendű triász, perm és kristályos alaphegységtagok diszlokált helyzetben várhatók, többé-kevésbé elfenődött pikkelytagokkal, az északi kristályos alaphegységnek a perm—mezozóos tagokra való reátorlódásával. Keleten, Czikó, Ófalu felé a mezozóos öv liász tagja torlódik az ottani fillitösszletre, amely ezek szerint különálló, déli kristályos alaphegységvonulat, s ezt a közbefogott, erősen diszlokált perm—mezozóos vonulat választja el a mélyben levő északi kristályos alaphegység vonulattól. Ezt a szerkezetalakulást és területi eloszlást igazolja az, hogy az északi kristályos alaphegység-tagot harántolta a Szászvártól északra lemélyített g y ő r e i kutatófurás, amelyben a 600 méterig terjedő felsőpannóniai rétegek után erősen diszlokált alsóliász fedőmárga és homokkő, szenes növényi nyomokkal, majd szenes agyagos liász kőszénnyomok, meredekre állított raeti homokkő, vörös, valószínűleg verfeni, esetleg permi kvarchomokkő után, ugyancsak meredekre állított, gyüredezett kvarceres fekete, homokkősávos kovapala, szericitpala és kvarcfillit mutatkozott. Ez a kristályos palaösszlet kelet felé, a szekszárdi fúrásban, hasonló mezozóos pikkely után elért gránithoz kapcsolható. Nyugaton a szalatnaki fúrásban elért anizusi mészkő a két kristályos öv közötti, közbeiktatott mezozóos pikkelyövet képviseli. Az északi torlódásos mozgás, valamint a hegységperemi pikkelyeződés kétségtelenül helvéti emelet utáni, pannóniai emeletbeli illetve pannonvégi (attikai—rodáni) orokinetika, amit az egész északi peremi mezozóos pikkelyövnek a helvéti rétegekre való egyetemleges reátolódása, részben Szászváron a pannóniai rétegeknek közbefogott rétegösszletei szemléltetnek.

A Mecsekhegység összetört gyűrthegység, periklinális redővonulatokkal. Szerkezeti nagyobb formái a nyugati hegységrészben perm—triász rétegösszletből álló periantiklinális, keleten zárt, nyugaton a fiatal üledékek alatt eltűnő, nyílt végződéssel. Ennek triász összletéhez csatlakozik keleten a Pécs—vasasi kőszéntartalmú liász rétegösszlet fekvő S alakban húzódó megtorlódott vonulata, amely dél felé szinklinálisba forduló szárnyat képvisel. Ez a szárny

Pécs felé nagy törések mentén elfenődött, s belső triász tagjaival, különösen a középsőtriász mészkővel, a szarmata—pannóniai rétegekre is reátolódott. Tovább nyugatra, Cserkútnál ugyanennek az elfenődött fekvő szinklinálisnak tagja a verfeni tagokra borult permi homokkőpikkely. A Jakabhegy permi magvú antiklinálisának északi szárnyán levő triász sorozat egyes rétegösszleteinek diszharmóniás, külön gyűrődései Mánfától Abaliget—Godisáig terjednek s a fedőhegység alá húzódnak. Nyugat felé, a verfeni tagozat széles öve, sőt a perm is, a felszínen elkeskenyedik, az alsóverfeni tagozat a felszínen el is tűnik. A Bükkösdön lemélyített fúrások szerint, itt az anizusi mészkőösszlet, a verfeni tagozat kihengerlődésével, hosszanti törés mentén, közvetlenül a felsőpermi rétegösszletre torlódik reá, diszlokációs breccsiásodással. Ebben a diszlokációs övben lemélyített fúrások, a torlódásos pikkelyeződés igazolásán



183. ábra. Pécs vidéki triász sorozat települési vázlata (NAGY E. szerint): 1. sötétszürke mészkő, 2. cukorszövetű dolomit, 3. evinospongiás mészkő, 4. trigonoduszos mészkő (1—4. felsőanizusi emelet), 5. ladini agyagpala, lemezes márga, agyagos mészkő, 6. raeti homokkő

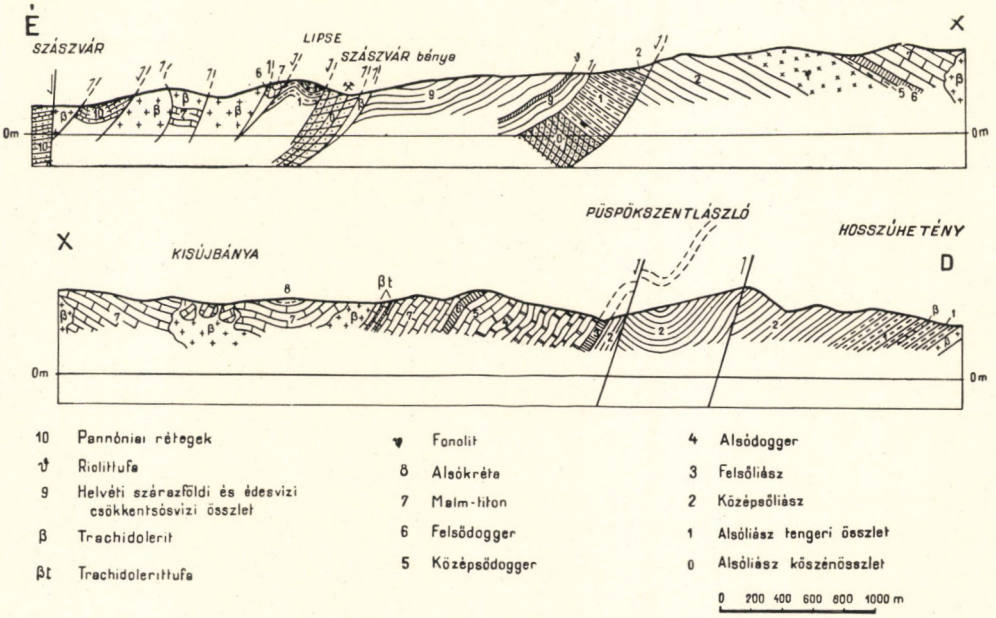
kívül, a felsőpermet záró, illetve alsóverfeni emeletet kezdő új üledéktagot tártak föl, agyagpalás gipszösszlettel (59. o.), aminek jelenléte a diszharmóniás mozgást is elősegíthette.

Keleten a hegység szerkezetének nagy formája a liász rétegeivel kezdődő, teljes jura sorozatot magában foglaló, a valangini—hauterivi emelettel végződő üledéksorból és a trachidolerit vulkáni képződményekből fölépített periklinális medence. A medence közepét Kisújbánya—Jánosi puszta között, trachidolerittel átjárt malm—titon és alsókréta rétegek szolgáltatják (184. ábra). Körülötte, keleten zárt alakban az idősebb jura tagok helyezkednek el, befelé hajló rétegdőléssel. Számos, eddig még pontosabban ki nem jelölt kisebb-nagyobb harántelmozdulás a redőrészek kulisszás elrendeződését okozza. Ennek megfelelően a rétegösszletek vastagsága a különböző szelvényekben nagyon változó. Hosszúhetény—Pécsvárad között az alsó- és középsőliász tagok boltozatot formálnak, középen az alsóliásszal. Ennek nyugati végződése a komlói bánya triász—jura rétegsora. A boltozat északi szárnya, a komlói Bükkerdő, a Hármashegy, a Zengővonulatnak Püspöknádasdig egységes, majd kelet felé neogén üledékekkel és lösztakaróval megszakított, Ófaluig terjedő, széles középsőliász sorozatából s a Kisújbányáig reákövetkező dogger—malm—alsókréta rétegekből áll. Ezek közül különösen a középsőliász és a malm—titon rétegösszlet mutat gyakori másodlagos gyűrődéseket és zavargásokat. Kisújbányától Mecseknádasdig a periklinális szinklinálisa ugyanezekkel az üledéktagokkal zárul, nyugatra illetve délre hajló rétegösszletekkel.

Az újbányai szinklinális északi szárnya a mázai völgyfőben az alsóliász felső tagozatának külszíni jelenlétével végződik. Alatta a mélyfúrások a liász kőszéntartalmú tagját is megállapították, pikkelyes rétegismétlődéssel. Ezt a déli dűlésű szárnyat északon nagy hosszanti törésvonal vágja el, s a liász többnyire meredek síkkal a helvéti rétegösszlettel érintkezik. Északnyugat felé azonban az e törésvonaltól délre levő Somostól északnyugatra, Márévár—Kőhegy—Szerecsenhegy irányában a Síngödör völgyig terjedőleg, a dogger—malm rétegeknek ismétlődéséből adódó, trachidoleritáttörésekkel megszakított, bonyolult szerkezetet találunk, mely középsődogger magvú, álló boltozatnak felel meg. Ennek a boltozatnak déli szárnya az Újbányai medence fölhajló északi szárnyával

azonos. A boltozat tengelye a rendes kelet—nyugati iránytól eltérőleg, északkelet—délnyugati s dél felé hajló külső szárnya, a középsődogger—malm—alsókréta tagokkal, a magyaregregyi országúton, Kápolna malomnál végződik. Itt ugyanaz a törésvonal fut rajta végig, mely kelet felé ennek a boltozatnak belső szárnyát tevő liász tagokat vágja el. A boltozat trachidolerittal és alsókréta rétegekkel végződő külső szárnya délnyugat felé Komló—Jánosi puszta szelvényében folytatódik.

Az említett magyaregregyi külső boltozatszárny elszakadt része az egész Magyaregregy—nagymányoki vonulat, amely a kőszéntartalmú összlettől a titonig terjedő s trachidolerittal záródó csökkent rétegek többszörös pikkelyeinek erősen összetöredezett sorából áll. Ez az önálló vonulatot formáló szárnyrészlet az egész hegység legbonyolultabb



184. ábra. A Zengővonulat földtani szelvénye Hosszúhetény—Szászvár között (Balkay B. szerint)

szerkezetű része, amely általános kelet—nyugati csapásának csaknem minden szelvényében más-más képet mutat. A hosszanti és haránttörésekkel, valamint trachidolerit áttörésekkel sűrűn átjárt vonulat a térképen csak egészen vázlatosan van föltüntetve. Részleteinek bonyolultsága és változó volta mellett *általános alapjellege, hogy egész hosszúságában a helvéti szárazföldi—édesvízi réteg-összletre tolódott reá*, amit a külszínen és a bányászati föltárásokban mintegy 15 km hosszban nyomozhatunk. Nyugaton a trachidolerit uralkodik, kelet felé azonban viszonylag alárendeltebb szerepe van, bár a kőszénösszletet Tolnaváralján és Nagymányokon is eléggé átjárta. A trachidolerit ilyen eloszlása egyezik a délebbre eső említett elszakított boltozatszárnyban illetve az újbányai periklinálisban észleltekkel, ahol a trachidolerit zöme ugyancsak a nyugati részekre esik. Ettől eltekintve is, minden bizonyítékunk megvan arra, hogy a Magyaregregy—nagymányoki vonulatban a helvéti rétegekkel elkülönített Kőhegy—márévári boltozatpikkely folytatását lássuk. A helvéti összlet kihagyásával a törésekkel elvágott jura vonulatok összetolásával ugyanis a márévári völgy—somoshegyi boltozat csökkent rétegösszletű külső szárnyát, a hozzátartozó trachidolerittel, a vékényi völgyfőben folytatódónak vehetjük s a szászvári Bányavölgytől a Császtai völgyig nyomozhatjuk, liász—felsődogger—titon rétegekkel. A hosszanti és haránttörések mentén létesült eltolódásokkal, a Kárász—magyaregregyi részen, ugyanezek a tagok többször ismétlődő pikkelyekben mutatkoznak. A hegység északi peremén az alsóliász újra megjelenik, s összetöredezett volta mellett is általában ellentett déli

dűlése összepréselt, elfenődött szinklinális jelenlétére utal. Ennek a szinklinálisnak nyomait mutatja a nagymányoki liász összlet meredek, a mélység felé ellaposodó szárnyakkal.

További önálló jellege a Magyaregregy—nagymányoki elszakadt boltozatszárnyból alakult vonulatnak, hogy északi peremén, Tolnaváralján és Nagymányokon, a középsőtriász mészkő közvetlenül reátorlódik a liász kőszéntartalmú rétegekre. A rendellenes érintkezés vonalán alsóhelvéti riolittufa ékelődik a triász és a liász közé, Tolnaváralján többszörös pikkelyeződéssel. Nyilvánvaló, hogy a hegységszerkezeti mozgások során a triász mészkő és a liász között helyet foglaló helvéti összlet kipréselődött, s a triász mészkő a helvéti összlet elfenődött összletén keresztül a liászra reátolódott. Ebben a nagy diszlokációs övben Mázán, a liász és a helvéti összlet határán, a szőlőben talált kőzetdarabokban Mauritz Béla andezit—riolit csoportba tartozó, oligoklazitnak minősített, eddig ismeretlen vulkáni kőzetfajtát ismertetett. Ez a még települési helyzetében vizsgálatra váró kőzet a helvéti vulkánossághoz volna sorolható. Ugyanebben az északi nagy diszlokációs övben, a váraljai iparvasút mentén a trachidolerit csoportba tartozó nátrontrachit, valamint a gránit is föltorlódott. Ennek a diszlokációs föltorlódási jelenségnek nyomai a Magyaregregy—nagymányoki vonulat nyugati végén, a magyaregregyi Leánykővölgyben mutatkoznak. Itt ugyanis a vízmosás feltárásaiban jól észlelhető, hogy a triász mészkő 15—20 m vastagságú összlete izoklinális módon a helvéti és a tortonai rétegsor tagjai közé ékelődött. A középsőhelvéti agyagos üledékek feküjében itt is kibukkanó riolittufa rétegtani helyzete a Tolnaváralja—nagymányoki kaolinos riolittufáéval azonos, s itteni helyzetéből a triász mészkőösszlet reátolódásával kapcsolatos kipréselődése is megmagyarázható. A triász és a liász közé ékelődött riolittufás helvéti rétegek vannak már Mázától délre is, ahol a triász ugyan nincs a fölszínen, a reátolódás vonalának mentén folytatódó liász és trachidolerit részlet fölött azonban újból a helvéti összlet jelentkezik.

Keleten, Ófalu—Zsibrik között, a jura sorozat jelentékenyen csökkent rétegösszletek egymásratorlódott hiányos rétegpikkelyeivel közvetlenül a kristályos vonulatra támaszkodik. Ebbe a szelvénybe torlódik bele a délnyugat felőli diszlokációs öv, Pusztakisfalu és Pécsvárad közötti jura szelvényeivel, mégpedig az előbbi helyen a bajóci—bath—kallóvi—oxford—kimeridgei és titon, utóbbin a kallóvi—oxford—kimeridgei—titon rétegekkel. Szerkezeti formájuk a kristályos vonulat peremén megtorlódott és hosszanti törésvonalon elfenődött szinklinálissal rekonstruálható. Ilyenformán Ófalunál a hegység legkeletibb végződése nagy vonásokban a Zengővonulat déli boltozatának pikkelyekre szakadt, egymásratolt északi szárnyát képviselheti, mint ahogy a Komló—Jánosi pusztai rész az északi boltozat szárnyának felel meg. Az egész jura periklinális tehát kelet—nyugati tengely mentén csúcsban végződő kihúzott orsóalakot mutat, északi előterében a mélyben reátorlódott újabb kristályos alaphegység vonulatrésszel.

A mecsekhegységi mozgások idejének pontos megállapítása az üledékképződés folyamatosságából adódik. A földtörténeti áttekintésből kitűnik, hogy a triász üledékképződésben a ladini emelettől a raeti emeletig terjedően eddig üledékhézagként tekintett űrt az újabb vizsgálatok még kellően nem bizonyított üledékátmenettel, a karni—nóri emelettel is képviseltnek vélik. A raeti emeletnek jelentős, törmelékes üledékváltozása mindenképpen epirokinetikus jelenségnek bizonyul. Ebben az üledékhézagban vagy üledékváltozásban az ókimmériai mozgások határozott megnyilvánulását látjuk kiemelkedéssel, amit kisebb mértékben a Dunántúli Magyar Középhegység egyes részeiben, a Keleti Alpokban s a Dinaridákban is megtalálunk. A mozgások formai eredményei nem ismerhetők föl, mert epirogén jellegűek voltak.

A raeti emelettől kezdődő jura rétegek üledékképződési folytonossága, kis megszakítással a valangini—hauterivi—barrémi emeletig terjed, teljes kiemelkedéssel zárul a mozgékony küszöb üledékképződéssel kiegyenlített folyamatos süllyedésével, közbeeső igen heves, mediterrán—atlanti jellegű vulkáni tevékenységgel. Ez az alsókréta végére eső kiemelkedés ausztriai orokinetikus mozgási szakaszt jelez. A Mecsekhegységben is hegységképződés ez, a mecseki mezozóos összletnek K—Ny tengelyű szabályos redőződésével és periklinális elrendeződésével. A nyugati, tulajdonképpeni Mecsekvonulat perm magvú brachiantiklinális, a triász sorozattal, a keleti szárnyán a liász kőszénösszlettel és annak fedőrétegeivel. A keleti a Zengővonulat, mely a fiatalabb jura sorozatot foglalja magában, a kréta rétegekkel és a trachidolerit képződményekkel. Szerkezetileg különálló két nagy boltozat közé foglalt periklinális teknőalakulat. A különböző korú rétegösszleteknek ez a szembeötlő térbeli elrendeződése egymáshoz képest nagymérvű vízszintes eltolódásra utal, amelynek során a nyugati triász vonulat délkeleti irányban a fiatalabb vonulatrészre reátorlódott. A délkeletre irányuló mozgás a déli kristályos gránitvonulat merev tömegébe ütközve, a legfiatalabb időkig megismétlődött mozgásokkal, a nyugati perm—triász és a keleti jura, valamint

gránithegységrészek közötti határon igen erős diszlokációs öv keletkezésére vezetett, amelynek mentén, a hegységperemeken az említett bonyolult pikkelyes—töréses szerkezet alakult. Ezek a gránitból, triász és liász rétegek megismétlődő egymásratolódásából alakult összletpikkelyek Pécsett és a Pécs—Mecsekalja—Cserkút elődombokban kitűnően vizsgálhatók. Pécs városában az alsóliász fedőmárgarétegek mintegy másfél kilométer hosszúságban és 500 m szélességben, idegen környezetben, gránit és verfeni összlet között bukkannak ki a diszlokációs övben a reátolódott triász vonulat alól. A diszlokációs öv végignyomozható a keleti jura vonulat déli szegélyén is, Pécsvárad—Zengővárkony—Ófalu irányában, ahol a pikkelyes föltorlódások meredekebb törési síkok mentén mutatkoznak, és még a pannóniai rétegekben is igen erős kimozdulásokat hoztak létre. Pécstől nyugatra, az alaphegység fokozatos mélybesüllyedése miatt, a diszlokációs öv folytatása nem nyomozható, de az itt lemélyített mélyfúrások hasonló pikkelytorlódásokat mutatnak.

A különböző idejű mozgásokkal létesült szerkezeti egységek, illetve formaelemek szétkülönítése nehéz. A két vonulatrész egymáshozi eltolódása, azaz a triász vonulatnak délre tolódása, valószínűleg a középsőmiocén előtt ment végbe. A helvéti transzgressziós üledékek kőzetanyagában ugyanis a triász és jura összletek mai elrendeződése jól fölismerhető abból, hogy a hegység északi, különösen pedig a déli oldalán kelet felé a triász kavicsok fokozatosan kimaradnak, s helyüket a jura kőzetek foglalják el. Viszont nyugaton a jura kőzetek egészen hiányoznak. A mecsekhegységi erőteljes hegységképző időszakul tehát a kréta időszakot jelölhetjük meg, annak is az ausztriai orogén szakasza hozta létre a gyűrt vonulatokat és azok periklinális elrendeződését. Ezt bevezető epirokinetikus mozgásokhoz kapcsolódik a jura vonulat területére központosult erőteljes, változatos vulkanizmus, amelynek merevült lávatömegei a későbbi ausztriai orokinezis gyűrődéseiben a töréses jelenségeket irányították.

A Dunántúli Magyar Középhegységben az alsókréta orokinezis csak helyi jellegű, részleges átmeneti kiemelkedésre vezetett (barrémi bauxitképződés). A Mecsekhegységben sokkal erőteljesebb hegységképződés során azonban teljes kiemelkedés történt, s a terület a miocénig szárazulattá vált. Ezért nem tudjuk a Dunántúli Magyar Középhegység larami mozgásainak nyomait a Mecsekhegységben is kimutatni. Nem lehetetlen, hogy a megelőzőleg fölgyűrődött Mecsekhegység, a kréta—harmadidőszak határán levő larami mozgási szakaszban, a Dinaridák hegységképződési főidőszakában, már törésekkel reagált. A mezozóos összlet ekkor már a mozgásokkal szemben merevebben viselkedhetett. A mecsekhegységi változatos mezozóos rétegösszlet különben is az együttes mozgások diszharmóniás formáit mutatja. A permi és a kagylósmészkőösszletek közötti verfeni tagozatok, az alsó- és középsőliász, valamint a kagylósmészkő merevebb részei között elhelyezkedett liász kőszénösszletben levő kőszéntelepek jól mutatják az eltérő, diszharmóniás mozgási formákat és az összenyomódásból következő zúzódásokat. Erre vezethetők vissza az említett elnyíródott pikkelyek vagy a pécsi kagylósmészkő harántrepedésébe préselt kőszenes agyagpalarészlet is.

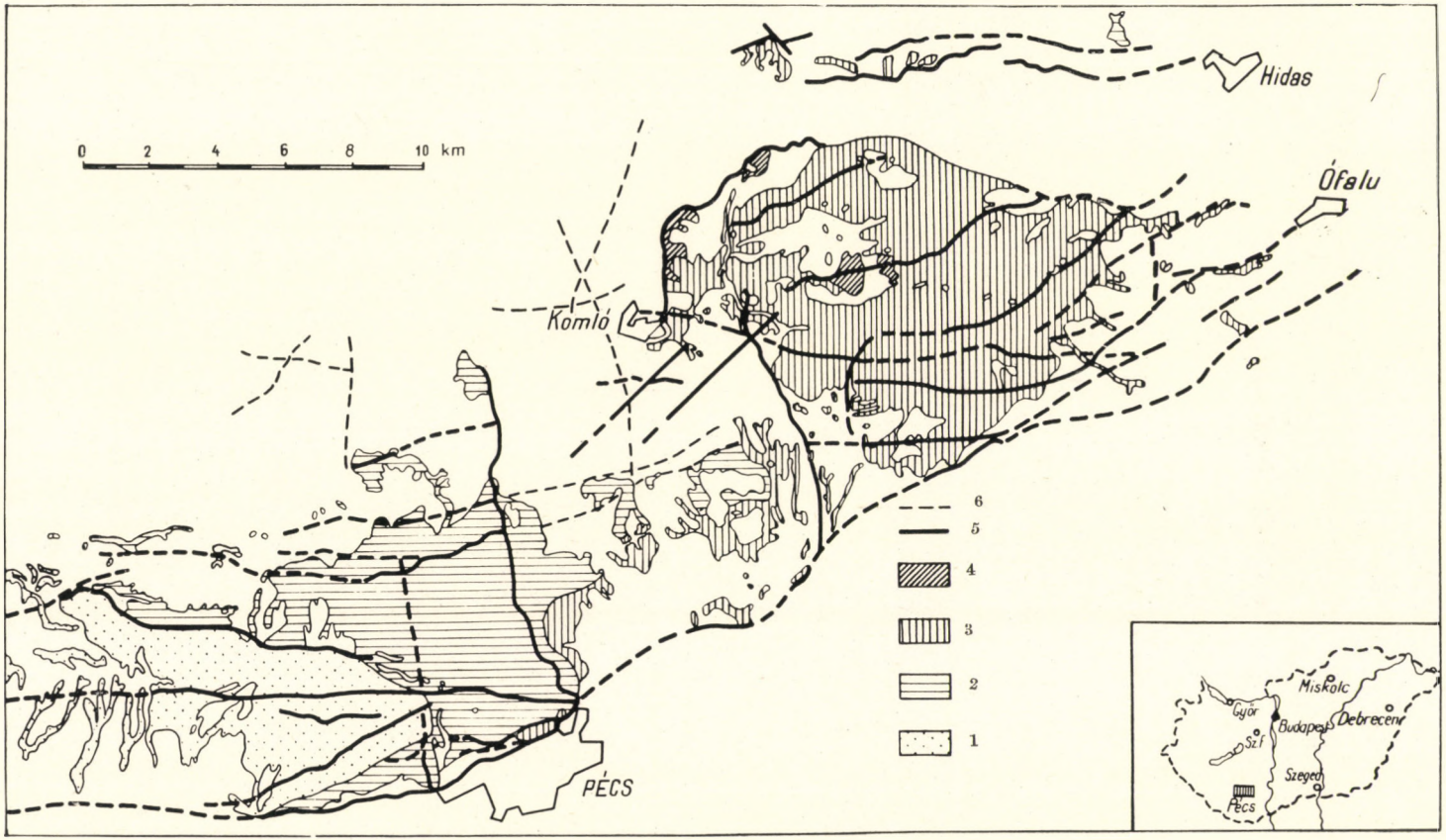
Wein György újabb bányászati kutatásokkal kapcsolatos részletes vizsgálatai szerint a komlói Kossuth-aknában a trachidoleritbenyomulást megelőző NyDNy—KÉK irányú törések vannak. Ugyancsak megelőzően kialakult törésirányokat követnek a Petőfi-aknában észlelhető, hasonló irányú trachidolerittelérek is. Ebből Wein arra következtet, hogy a mecseki jura összlet a trachidoleritkitörés előtt, az újkimmériai mozgások során (hilszi szakasz) enyhe gyűrődéssel, alárendelt törésekkel kiemelkedett s kisebb mérvű lepusztuláson is átesett. Ezt követte az alsóvalangini emelet után a vulkanizmus, rétegvulkáni és szubvulkáni alakulatokkal, nagyobbrészt az előretörő tengeri kitörésekkel, a valangini emelet végén már csak tufitos—márgás üledékekkel.

A vulkanizmus az hauterivi emelet faunás üledéksorában vékony lávafolyással és tufarétegekkel zárul.

A további kéregmozgások az ausztriai szakaszban ÉK—DNy csapású, északnyugat felé átbuktatott redőkkel, elszakadt redőszárnyakkal, DK felé hajló síkok mentén történt pikkelyeződésekkel mentek végbe. A Szászvártól délre levő boltozatszárnyban az alsóliász fedőrétegösszlet több száz méter hosszban a valangini rétegekre pikkelyeződött. Ezt követőleg nagyobb elmozdulású ÉK—DNy és kisebb ÉNy—DK irányú haránttörések is keletkeztek még a helvéti emelet előtti morfotektonikai térszínalakulással.

A helvéti emelet transzgressziójával újraindult mecsekhegységi földtörténeti ciklus a megelőző hosszú szárazföldi időszak fölhalmozódott törmelékanyagával kezdődik. Az említett kavicsok kőzetanyagával nyomozott miocén partvonalak igazolják az alaphegység megelőzően kialakult térbeli elrendeződését (morfotektonika). A középsőmiocén tengerelöntés süllyedő mozgásra utal, vagyis a stájer orogén szakasz a Mecsekhegységben erőteljes szinorogén mozgásokban, vetődésekben (Mecsekszabolcs), andezitföltörésben (Komló) nyilvánult. A pannóniai emeletbeli üledékekig bezárólag csakis a parteltolódásokból következő fáciesváltozások és a fenékingadozások jelzik az alaphegység körül s annak peremi részein történt mozgásokat, az eddigi vizsgálatok szerint nagyobbszabású szerkezeti formaelemek nélkül.

A pannóniai emelet utáni attikai vagy talán rodáni orokinetika során azonban a Mecsekhegység egész területén kialakultak vagy újraéledtek azok a törések, amelyeknek mentén déli irányban pikkelyes föltorlódások keletkeztek, s a hegység déli és északi szélén idősebb mezozóos részletek a pannóniai rétegekre is reátolódtak. Ezekben az orokinetikus mozgásokban részt vett a fedőhegység egész sorozata, amit a déli hegységperemeken a pannóniai rétegek diszlokáltsága s diszkordáns rétegzettsége mutat, az északi fedőhegység összletben pedig a rétegek enyhe redőzöttsége is szemléltet. Erre az időre esik a keleti mezozóos vonulat északi boltozatának K—Ny csapású föltörése s az északi mezozóos boltozatszárnynak mintegy 15 km hosszúságú, 1,5—3 km szélességű, helvéti emeletbeli rétegösszletre reátolódása Magyaregregy—Szászvár—Nagymányok között. Ez az északról ható nyomóerőből délre irányuló hatalmas mozgás a legfiatalabb időszakban, a pannóniai emelet után történt, s a fedőhegység lazább rétegösszletében is enyhe redőhajlatokat és töréseket, a már merevebb mezozóos hegységben töréseket s azok mentén összetorlódott vonulatrészeket, pikkelyeződéseket és reátolódásokat eredményezett. Szászvár községben az elkülönült trachidoleritrög a pannóniai rétegekre tolódott. Mecseknádasdon, az országút bevágásában, a löszben is határozott vetődés, réteghajlásos elmozdulással volt észlelhető, a fiatalkorú mozgást jelző igen sűrű, a jellemző szerkezeti törésirányoknak megfelelő litoklázisokkal és azok mentén történt határozott elválási síkokkal. Ilyen helvéti—tortonai rétegösszleten belüli pikkelyrög a Magyaregregytől nyugatra levő völgyben észlelhető triász mészkőmaradvány, amelynek egyenértékű pikkelyvonulata a Tolnaváralja—nagymányoki liász kőszénösszletre torlódott 1500 m hosszban és 900 m szélességben felszínen észlelhető kagylósmészkő részlet. Ez egyszersmind a keleti mezozóos alaphegység keleti és északi felszíni végződése is. Tovább keletre, a Püspöknádasd—Hidas—ófalui részen, a miocén fedőhegység sorozat gyűrt, diszlokált összlete a jura vonulat déli boltozatának északi szárnyát metszi el. Ófalunál pedig ez a szárny több pikkelyben, redukált teljes rétegsorral közvetlenül a fillitre torlódott reá. Ezzel egyezik Pécsvárad—Zengővárkony—Pusztakisfalu—Ófalu vonalában az oxfordi—kimeridgei rétegek föltörési vonala, az azokra pikkelyeződött idősebb liász—dogger rétegekkel.



185. ábra. Mecsekhegységi alaphegység vázlatos szerkezeti főtörésvonalakkal: 1. perm, 2. triász, 3. jura, 4. kréta, 5. mezozóos törésvonalak, 6. kainozóos törésvonalak

Ez a déli hegységperemi zavargási öv Pécsig terjedőleg, a pannóniai és szarmata összletben is fölállított rétegekkel érzékelődik.

Hasonló szerkezetre utal a szekszárdi mélyfúrásban megállapított rétegösszlet is. Ebben felsőpannóniai, szarmata és tortonai rétegek alatt a mecseki szárazföldi helvéti emelet rétegsorozata mutatkozott, s azon belül 793—798 m között triász kagylósmészkő, majd 885 m-ig ismét a helvéti rétegösszlet volt megállapítható. Ennek az öt méter vastagságban átharántolt triász mészkőnek helyzete a magyaregregyi, intramiocén triász rög helyzetével azonosítható. A fúrás 885—890 m között a helvéti rétegek alapját adó gránitot érte el, ami az északi, elkülönített kristályos alaphegység tartozéka lehet.

Másik nagyjelentőségű megismerés a szekszárdi fúrásból, hogy Vigh Gyula szerint a helvéti törmelékanyagban permi és verfeni anyagok gyakoriak voltak, a jura összlet anyagából azonban semmisem volt fölismerhető. Ez arra utal, hogy a Mecsekhegység alaphegységének északi szegélyén a felszínen mutatkozó triász mészkő reátolódás az északi medenceelőtérben mélyben levő triász—permi vonulatövben folytatódik. Ezek szerint az alaphegység szélétől mintegy 15—20 km távolságban, perm—triász sorozatot kell föltételeznünk, ami itt a gránitra települ, s azzal együtt a nagymányoki fölállított anizusi mészkőrétegekhez hasonlóan, esetleg fordított rétegsorrendű pikkelyekkel, a jura vonulatra torlódott. Ezt a régebbi szerkezetalkati valószínűséget azóta lemélyített szalatnaki és gyórei mélyfúrások említett rétegsorával beigazoltnak látjuk. Fölvetődik itt az a lehetőség, hogy a Mecsekhegység keleti jura periklinálisának északi pikkelyövének ez az előtéri perm—triász vonulatrésze az északi kristályos alaphegység vonulaton megtorlódott, pikkelyekre tagolt szinklinális szárnyat képvisel, amelynek déli szárnya a Magyaregregy—Nagymányok—ófalui északi dűlésű pikkelyvonulat volna, a jura periklinális északi boltozatának északi szárnyrészleteként. Ennek a boltozatnak déli szárnyán, Szászvártól délre, a felszíni fedőmárgába telepített fúrások a liász kőszénösszletet, hosszanti törések mentén történt reátolódásos rétegismétlődésekkel, a raeti rétegekig terjedőleg megállapították. További nagy mélységű kutatófúrásokkal lenne tisztázható, hogy a jura periklinális közepén, az Újbányai medencében a jura összlet alatt a kőszénösszlet folytatódik-e, s alatta a triász—permi rétegsorozat milyen módon és milyen mélységben volna elérhető?

Összefoglalva a Mecsekhegység nagyszerkezeti vonásait, látjuk, hogy azok a Dunántúli Magyar Középhegységétől lényegesen különböznek. Tehát a teljesen eltérő hegységképződési jelleg a rétegtani kifejlődésbeli különbségekben is visszatükröződik. A Mecsekhegység nagyszerkezeti jellege vitán fölül gyűrődéses, szuperkrusztális mozgásai azonban nem messze előretolt takarókban mutatkoznak, hanem eredőhelyükkel többé-kevésbé összefüggő redőpikkelyes szerkezetet adnak. Ez a töréses—gyűrthegység jelleg ilyen határozottan fölismerhető módon egyik hegységvonulatunkban sem észlelhető. A mezozóos gyűrődési rendszer szerkezeti főiránya Ny—K, ezt követik a fiatalabb törések is, sőt a változatlan helyzetű trachidolerit telérek is. A déli hegységperem diszlokációs övének ÉK—DNy iránya a varisztid tömegekre történt torlódás haránteltolódásaiból származik.

A permi—triász és jura vonulatok szembeötlő egymáshozi eltolódása, illetve a nyugati triász összletnek délebbre tolt helyzete a gránithoz való viszonyában is önálló szerkezeti elkülönülésre mutat. Föltűnő, hogy nyugaton a permi—triász összlet, keleten a jura sorozat Ófalun azonos módon, külön-külön érintkezik a gránittal, talán annak nem is azonos értékű tagjával. Fönnáll az a lehetőség, hogy keleten a fillitburkos, kőzettani kifejlődésben némileg eltérő gránit egy északibb, Bátaszék—Pécs vonalában elhatárolható kristályos hegységrész, a keleti jura vonulat tartozéka, míg ettől délre eső nagykristályos, gránitporfiros tömeghez csak a triász rétegek csatlakoznak. A két gránitegységet elválasztó diszlokációs fővonal mentén, Nagypallon, a szarmata rétegek lapos boltozatot formálnak, Pécsváradtól délnyugatra pedig az országút menti diszlokációs övben meredekre állított rétegekkel mutatkoznak. Ezen a vonalon a triász kelet felé, a grániton elnyíródik, a jura vonulat pedig ugyanígy, nyugat felé közvetlenül a gránittal érintkezik. Vagyis a Zengővonulat déli előterében juránál idősebb üledékek nincsenek, s a két gránithegység összezárulva, egységes kristályos alapként húzódik Pécs város alá, ahol a várostól északkeletre, Meszes pusztán és a Lámpási völgyben mélyfúrásban is gránitra, aplitra és fillitre bukkantak (130 és 556 m).

A Mecsekhegység megfigyelhető szerkezeti formaelemei, valamennyi mozgásra nézve, északról ható erőre utalnak. A déli előtér gránittömbje kétségtelenül visszaható erőt képvisel, aminek eredménye a déli és északi szegélyeken látható, a hegység belsejében

is szükségszerűen érvényesült pikkelyes föltorlódás. Az északi előtérben a szekszárdi fúrásban megállapított gránitalap, valamint a győrei fúrás szerint megállapított perm—triász sorozat jelenléte a periklinális szerkezet teljességét jelentheti. A Szászvártól délre eső terület mélyfúrásaiban a liász összletben észlelt rétegismétlődés sem délről észak felé buktatott redő, mert hiszen ez a redővonulat északi nagyboltozatának déli szárnya, hanem a többi, ittenihez hasonló töréses pikkely.

A Mecsekhegység szerkezeti alakulását az északon és a délen levő kristályos alaphegység térbeli helyzete megszabta. A mozgatottság túlsúlya dél felé irányul. A déli gránittömeg visszaható ereje szükségszerűen másodlagos, északi irányítottságú formaelemeket is létesített. Ilyenek voltak a déli oldalon a mecsekszabolcsi akna szelvényében is. Sem az, sem az északi szárnyban mutatkozó „északra buktatott térdráncok" és redőzések nem mutathatják azonban az általános északra irányulást, különösen az adott esetben, ahol nem gyűrődés, hanem az északról ható nyomásból következő föltorlódásos gyüredezettség vagy ráncolódások vannak. Ez jól egyeztethető Schmidt Eligius Róbert abbeli megállapításával, hogy az anyagtömörülés a mozgást okozó oldal felől erőteljesebb. Az északi előtér nagyobb tömegű gránitvonulatának egyetemleges süllyedése a helvéti emelettől kezdve folyamatos, nagyobb erőhatású volt, mint a délre eső, valószínűleg kisebb egységekben mozgott gránitterület. Bizonyos mértékig erre vezethető vissza a mecseki nyugati triász vonulatrésznek nagyobb mérvű délre tolódása is, a Zengővonulattal szemben. Az utóbbinak gránit előtere kisebb mértékben süllyedt, s a pannóniai emelet töréses mozgásai során már kiemelkedőben volt, és merevebb tömeget jelez, nagyobb, kiterjedő elmozdulásnak gátat vetett.

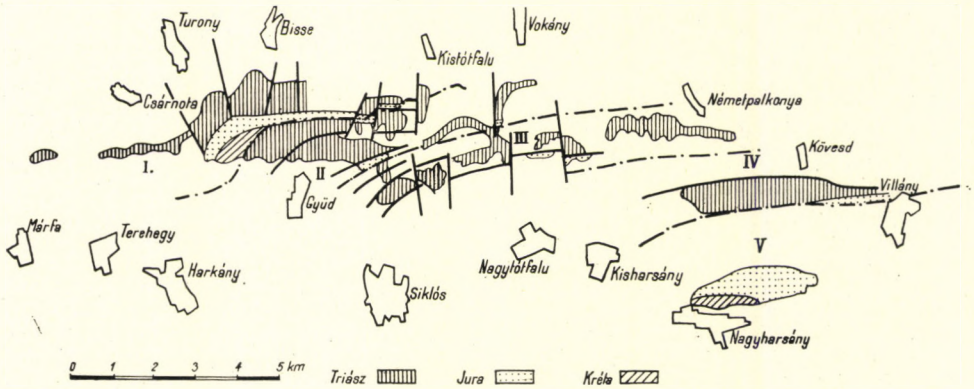
A Délbaranyai szigethegység

A délbaranyai síkságból, elkülönülten kimagasló Villány—Harsányi vonulat és a kisebb mezozóos szigetrögök látszólag egyszerűbb szerkezetűek. Rétegtani kifejlődésben eltérnek a Mecsekhegységtől, üledéksoruk sokkal hézagosabb, vulkáni képződmények nincsenek. Kelet—nyugati csapású, meredekebb vagy lankásabb dűlésben, délre hajló rétegekben hézagosan a középső-triász, dogger—malm és alsókréta mutatható ki. Az üledékhézagok egy része tektonikusnak minősíthető, s pikkelyes egymásratolódásból ered. A legmélyebb triász tagok jelenléte az észak felé leszakadt részben föltételezhető. A felső-triász hiányát azonban kiemelkedéssel magyarázhatjuk, a Mecsekhegységben észleltekhez hasonlóan az ókimmériai mozgási szakasznak vehetjük. A transzgresszióval induló partszegélyi felsődogger megjelenése az újkimmériai deiszter szakasznak Középeurópában gyakori szinorogén süllyedéses mozgásául tekinthető. Ugyanilyen korai ausztriai szakasz helyi jellegű megnyilvánulása lehet az apti emelet előtti kiemelkedés bauxittal jelzett szakasza is. A keletalpi ausztriai főgyűrődési időszak itt a terület végleges kiformálódását eredményezte, megállapíthatatlan szerkezeti formaelemekkel.

A Villányi szigethegység vonulat szerkezete monoklinális pikkelyekből adódik, amelyek az említett üledékhézagok és az egymás mellé került eltérő fáciesek alapján kielemezhetők. A Villányi hegység K—Ny irányú alaphegység vonulata öt azonos rétegsorú, kétféle kifejlődésű, délről észak felé egymásra tolódott pikkelyből áll (186. ábra). A pikkelyek kelet felé fokozatosan elnyíródnak, s a vonulat K—Ny irányú nagy peremtörésével a pannóniai medenceüledék alá süllyednek. Ennek megfelelően a tenkesi, csukmai, siklósi, villányi és harsányi pikkelyek együtteséből a vonulat nyugati végződésén csak a tenkesi, keleten a villányi és siklósi esik egy szelvénybe. A pikkelyvonulatok dél felé is hirtelen leszakadással tűnnek el a pannóniai medencetérszínben. A pikkelyek felszíni folytonosságát ÉÉNy—DDK, illetve É—D irányú haránttörések menti eltolódások szakítják meg, a törések mentén történt rögökre tagolódással, egyes pikkelyrögök mélyebbre zökkent részleteivel. A kréta kifejlődésben

eltérő harsányhegyi pikkelyvonulathoz a siklósi pikkely nagy távolságra elszakadt pikkelyrögei tartoznak (Tapolca, Beremend kréta, Siklós, Göntértető triász).

Ifj. Lóczy Lajos a Villányi hegységvonulatot gyűrődések nélküli rághegységnek minősítette. A törések mentén déli irányú csapáselhajlást és flexura alakulatokat találunk. A pikkelyek kialakulása kétségtelenül miocén előtti, valószínűleg krétabeli, esetleg a délalpi szubhercini gyűrődés idejére esik. A délről északra irányuló, kétségtelenül enyhe hajlású hosszanti törési síkok mentén történt pikkelyeződés, kisebb-nagyobb rétegösszlet elfenődésekkel, kihengerlődéssel járt, ami felszíni réteghiánnyal jelentkezik. Ennek egyik



186. ábra. A Villányi hegység pikkelyes szerkezete (ifj. Lóczy L. szerint): I—V. pikkelyek

szép példája a csukmai pikkely egyik kőfejtőjében föltárt bath—kallóvi vasas—agyagos rétegösszlet, amely a malm rétegek között kihengerlődött, majd haránttörések mentén a triász dolomit és a malm mészkő közé ékelődött (186. ábra).

A haránttörések É—D, ÉNy—DK vagy ÉK—DNy irányúak, meredek hajlásúak (70—80°) vagy függőleges helyzetűek. Általában nyílt hasadékok, breccsiás övvel, karsztos kioldódásokkal, cseppköves, mészkérges vagy kalcitteléres kitöltéssel, sok helyen vastag vörös agyag kitöltéssel (Zuhányó) és vörös agyag festődéssel. Ezek a haránttörések határozottan miocénbeliek (stájer szakasz), esetleg többször megismétlődők. Az elmozdulásaik nem nagyméretűek. A kitöltések részben szárazföldi, részben melegforrásos jellegűek, pliocénvégiek, többnyire pleisztocénbeliek. Kretzoi Miklós a villányi—beremendi—csarnótai klasszikus lelőhelyek gerinces faunaelemzésével a pleisztocén különböző mozgási szakaszait is megkülönböztette.

A Mecsekhegységgel szemben a Villányi hegység szerkezeti különbsége, hogy a Mecsekhegység dél felé irányuló mozgásával ellentétben, itt mindenütt északra irányuló mozgás mutatkozik, meredek déli dűlésű összletekkel. Ez a délbaranyai mezozóos rögpikkelyvonulat általános jellege nem másodlagos sajátság, ami nehezen illeszthető bele az alpi orogén általános szintézisébe. Ez a látszólagos ellentmondás az Alpidák nagytektonikai szintéziséből kiindulva nem oldható meg. Valószínű, hogy a merev tömbök kratogén mozgási jellege lesz, ami az alpi orogéntől különbözik, délalpi, esetleg dinarid jelleg lehet.

A Bükkhegység

Az eddigi irodalmi adatoknak megfelelően tágabb értelemben egy egységnek vett Bükkhegység az újabb vizsgálatok alapján rétegtanilag és szerkezetileg megkülönböztethető, eltérő alaphegységegységekből áll, amelyek különbözőségük mellett szerkezeti alapvonásaikban egyeznek. Ezek az egységek a tulajdonképpeni Bükkhegység, az Uppony—Rudabányai vonulat, a Szendrői vonulat és a határmenti gömöri karsztvidék, mint a szlovákiai karszt tartozéka.

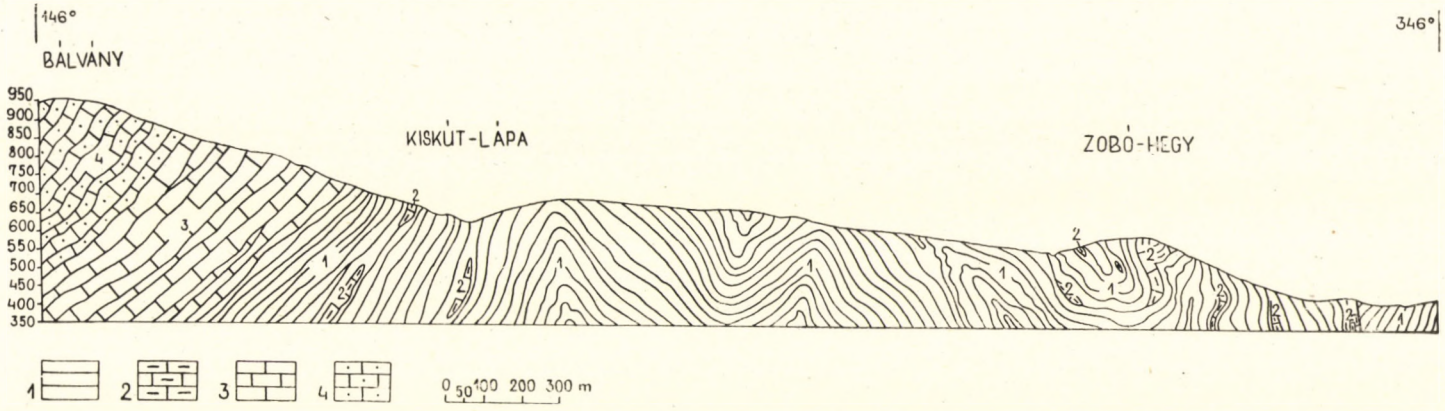
A Bükkhegység rétegtani kifejlődése és szerkezete alapján a kárpáti belsőöv takaróihoz sorolható. Legnagyobb rokonságot a Szepes—Gömöri Érchegységgel mutat. A tengeri kifejlődésű perm, valamint a triász összlet különbségei a Gemeridáktól is elkülöníti, tehát a kárpáti vonulatok legbelső, önálló szerkezetegységéül vehető. Szerkezeti tekintetben kétségtelenül a legbonyolultabb a magyarországi hegységek között. Minden vonatkozásban a többi magyar hegységvonulattól eltérő, idegen szerkezeti fölépítés.

A Bükkhegység a Magyar Középhegység tengelyének látszólagos folytatásában, nagyjából Ny—K szerkezeti csapásával is már eltérő szerkezeti egységre utal. Paleozóos—mezozóos üledéksorának kifejlődése egészen más, tehát földtörténeti szakaszaiban is másként alakul. Biztosan megállapítható kristályos alaphegysége nincs, szerkezetileg talán a Vepor tömegéhez csatlakozóan kereshető. Paleozóos üledéksora a valószínűsíthető, de eddig szervesmaradványokkal nem igazolt alsókarbonnal indul. Schréter Zoltán részletes tanulmányai és összesítő áttekintése szerint, a bükkhegységi üledéksorozat megszakítás nélküli összlet, tiszta tengeri tagokkal, faunával igazolt felsőkarbonnal és felsőpermmel. A paleozóos rétegösszlet a triászban folytatódik. Balogh Kálmán eddigi tanulmányai szerint a faunával eddig csak ladini emeletig bezárólag kimutatott tagokon kívül, a felsőtriász valószínűsíthető üledékeivel, a triász végéig. A jura teljes hiánya itt, a Középhegységben is kimutatott, különböző mértékű ókimmériai mozgásokhoz kapcsolódó teljes kiemelkedésre utal. A Bükkhegység zömében a mezozóos üledéksor a triásszal lezárult.

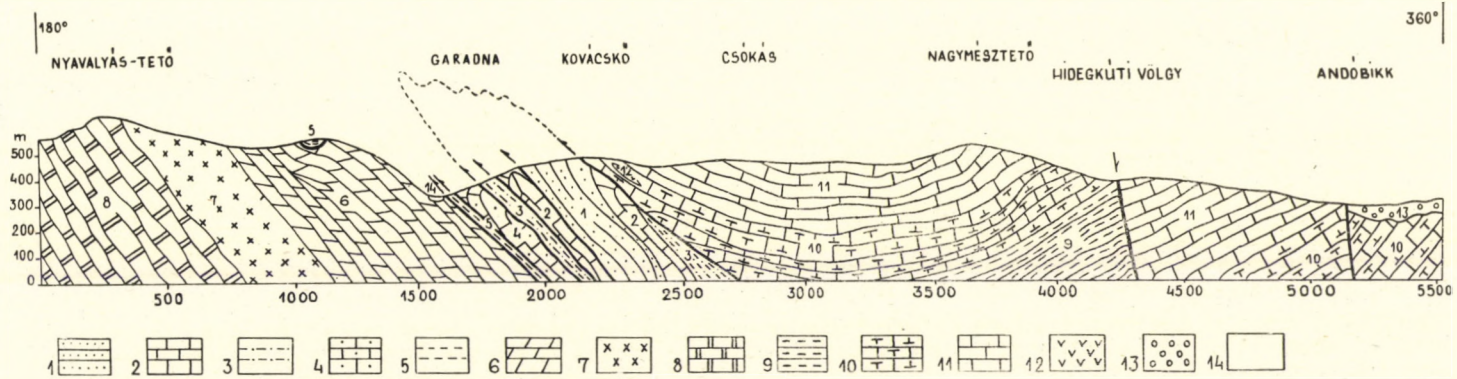
A Bükkhegység szerkezetalakulása és szerkezeti hovatartozása mindeddig nagyon eltérő véleményekre adott alkalmat, amelyek annyiban megegyeznek, hogy a Dunántúli Magyar Középhegység morfológiai csapásirányába eső helyzete szerint sem lehet annak folytatása, sem tartozéka. Ifj. Lóczy a bükkhegységi paleozóos—mezozóos képződményeket varisztid aljzaton transzgredálónak véli (1933—1937). Rozlozsnik Pál, a Bükkhegység alaphegységi képződményeit a Veportól és a szepességi takarótól független, délalpi fáciesű tektonikai egységnek tartja (1939). Telegdi-Roth Károly a Bükkhegységet inkább kárpáti jellegűnek látja, és a Darnóhegy—bükkszéki reátolódásos szerkezeti irányt állapította meg. Stille a Bükkhegységet a „Pannóniai masszivum" tartozékának minősíti. Bogdanov—Muratov—Hain bonyolult szerkezeti nevezéktana a Bükkhegység területét az Északnyugati Kárpátok legyezőszerű megantiklinóriumához dél felől hozzásimuló szinklinóriumnak tekinti, amelyben a Bükkhegység antiklinálisa dél felé reátolódott a szinklinórium közepét jelentő debreceni flisösszletre.

Lóczy szerint a Bükkhegység magját meredeken álló, ráncokba gyűrt régibb agyagpalák és félkristályos mészkőrétegek alkotják. Schréter a Bükkhegységben izoklinális, ferde redőkből alakult pikkelyeződést mutatott ki. A redőzés D vagy DDK felé irányul, egyes részeken átbuktatott redőkkel. A szerkezeti kialakulás a kréta vége felé mehetett végbe, mert az eocén már mindenütt ezekre a kialakult hegységformákra transzgredál. A gyűrődés idejét Schréter az alsó- és felsőkréta közé teszi, tehát az alpi ausztriai orogén szakaszra. Pacifikus magmájú szinorogén vulkáni kitörések jelentkeznek, gabbró és diabáz kőzetekkel, melyek jelentékenyebb nyomásra utaló hatást már nem mutatnak.

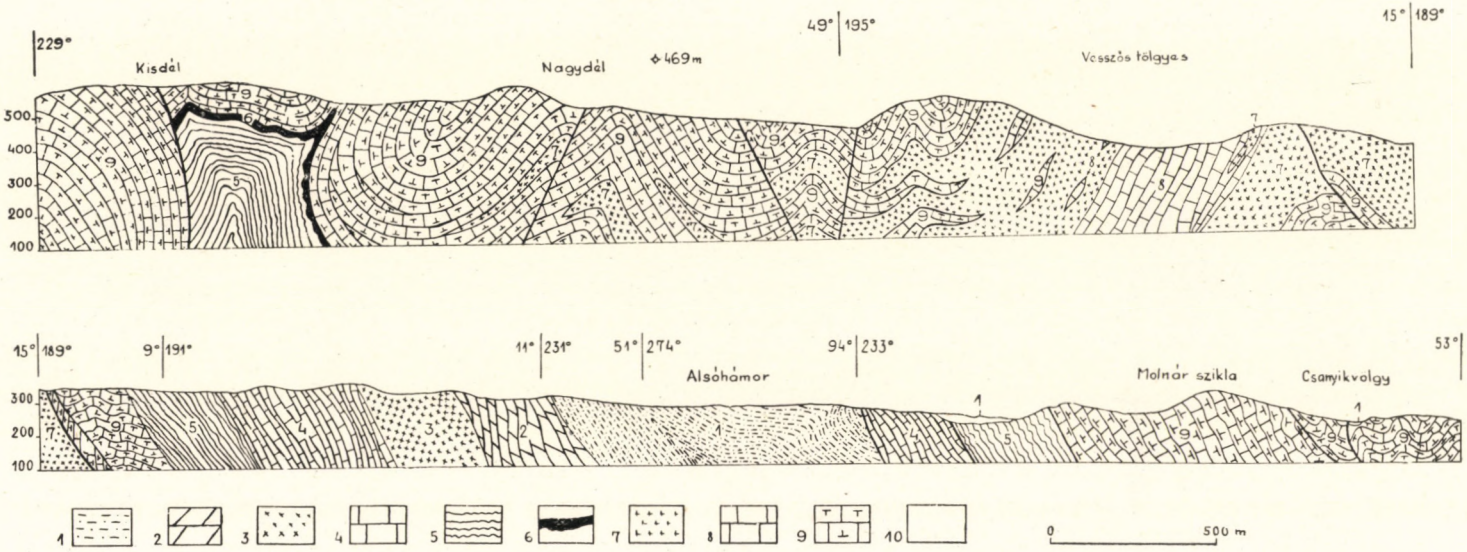
Schréter a déli Bükkhegység alaphegységének általános pikkelyes szerkezetében, Bátor körül permokarbonnak tartott palasorozatot autochton jelleggel, diabázt és reátolódott, diabázmentes részeket különböztetett meg. Pikkelyes egymásratolódást jelez



187. ábra. A Bükkhegység karbon—perm—alsótriász képződményeinek települési helyzete (Balogh K. szerint): 1. felsőkarbon—alsópermi szürke pala, homokkő, 2. alsópermi szürke pados mészkő, 3. felsőpermi fekete mészkő, 4. alsótriász oolitos mészkő

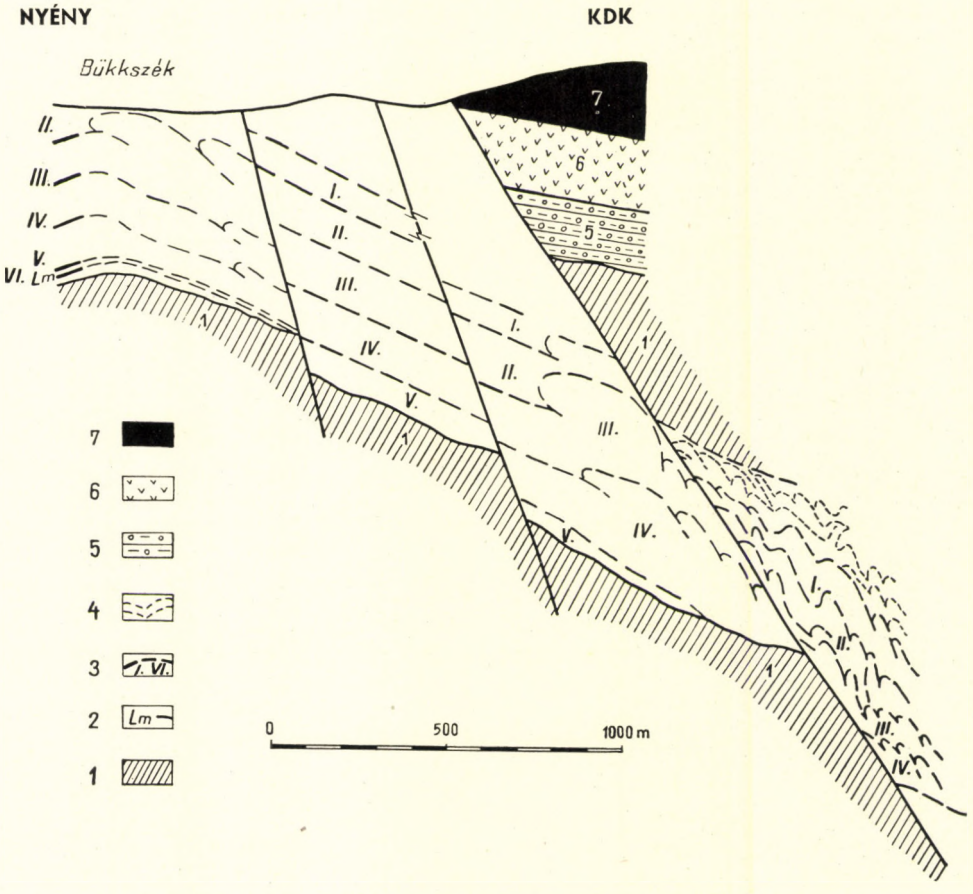


188. ábra. A Bükkhegység alaphegységének földtani szelvénye (Balogh K. szerint): 1. alsópermi szürke agyagpala és homokkő, 2. alsópermi szürke mészkő, 3. alsópermi tarka sorozat, 4. felsőpermi algás mészkő, 5. alsótriász agyagpala, mészkő, 6. alsóanizusi dolomit, 7. középsőanizusi porfirit, 8. felsőanizusi fehér mészkő, 9. ladini agyagpala, 10. ladini szaruköves mészkő, 11. ladini felsőtriász fehér mészkő, 12. ladini diabáztufa, 13. miocén kavics, mészkő, 14. holocén



189. ábra. A Bükkhegység alaphegységének földtani szelvénye (Balogh K. szerint): 1. kampili rétegek, 2. alsóanizusi dolomit, 3. középsőanizusi porfirit, diabáz és tufa, 4. felsőanizusi mészkő, 5. ladini szericitpala, 6. ladini kovapala, 7. ladini diabáz, kvarcporfir és tufa, 8. ladini mészkő, 9. ladini tűzköves mészkő és dolomit, 10. alluvium

a hegység délnyugati részén is, több északkeletre átbuktatott pikkelyösszlettel, kisebb „ablakokkal". Megkülönböztette a Bükkhegység és az Upponyi hegység ellentétes szerkezeti irányítottságát, a Bükkhegység gyűrődésének ausztriai szakaszra eső voltát, Nekézsenytől délre levő karbon—triász vonulatrészek felsőkréta konglomerátumösszletre tolódását. Schréter szerint a Bükkhegység mind kifejlődési, mind gyűrt—pikkelyes szerkezete alapján a Kárpátokhoz tartozik.



190. ábra. A bükkszéki Darnó diszlokációs öv szelvényvázlata (Telegdi-Roth K. szerint): 1. paleozóos és alsótriász alaphegység, 2. felsőeocén, 3. lattorfi és rupéli agyagösszlet szintek, 4. felsőrupéli és katti emelet, 5. burdigalai tarka agyag és kavics, 6. alsóhelvéti alsó riolittufa, 7. alsóhelvéti kőszénösszlet

Balogh szerint Nekézsenytől délre több kisebb-nagyobb boltozatrész és teknőalakulat ismerhető fel ÉÉK—DDNy csapással. Ettől délre a Bükk-fennsík hatalmas szinklinálist formál, délen több, dél felé átbuktatott redővonulattal. A bükkhegységi vonulat északnyugat felé az Upponyi vonulatra tolódott. Az upponyi reátolódási övben az alsókarbon mészkő, közbeiktatott burdigalai képződményekkel, részben ércesedett alsó—középsőtriászra, s az utóbbival együtt, a rupéli agyagösszletre tolódott, a bükkszéki Darnó-vonal folytatásá-

ban, ami ilyen módon a Rudabányai hegységig nyomozható jelentékeny főszerkezeti elem.

Balogh a lillafüredi—hámori szelvényben dél felé átbuktatott antiklinálist ismert föl. A Bükkhegység déli részében ugyancsak dél felé átbuktatott, déli részükön fölszakadt izoklinális redővonulatokat állapított meg. Az antiklinális magvában paleozóos palaösszlet, a szinklinálisban triász mészkőösszlet foglal helyet. A rétegzést keresztező palásság mentén utólagos töréses elmozdulás és másodlagos gyűrődés is mutatkozik.

A fiatalabb mozgások a fölgyűrődött Bükkhegységben is csak törésekben érzékelődnek. A törések a hegység szerkezeti irányvonalát követően, közel K—Ny hosszanti irányúak, vagy arra merőleges É—D-i harántirányúak. A nagyobb szegélytörések eocén előttiek, részben még további részletezést kívánó módon miocénbeliek. Figyelemre méltó a Bükkhegység nyugati végződésén kimutatott „darnói" reátolódásos öv, ahol a bükkszéki oligocén különböző szintjei megismétlődő pikkelyekben mutatkoznak, s az alaphegység az oligocén összletre reátolódott (190. ábra). A törések valószínűleg azonos irányokkal a későbbi időszakokban is újraéledtek. Eddigi ismereteink szerint az alaphegységen belül a fiatalabb szerkezeti mozgáselemek nehezen különíthetők el.

Újabban Schmidt a Bükkhegységet az Upponyi Szigethegységgel együtt jellegzetes kétoldali, részaránytalan hegységnek tekinti, a Bükkhegységben általában délre, az Upponyi hegységben északnyugatra irányuló redőkkel illetve pikkelyekkel. Ez az elgondolás, egyéb szerkezeti kapcsolatok figyelembevételével kiegészíthető azzal, hogy a legújabb vizsgálatok szerint az Uppony—Rudabányai összefüggő vonulat és a Bükkhegység között egy eltakart varisztid kristályos tömeg jelenléte is valószínűsíthető. Ez a belsőkárpáti varisztid övnek a Vepor és a Zempléni Szigethegység közötti összeköttetése lehetne.

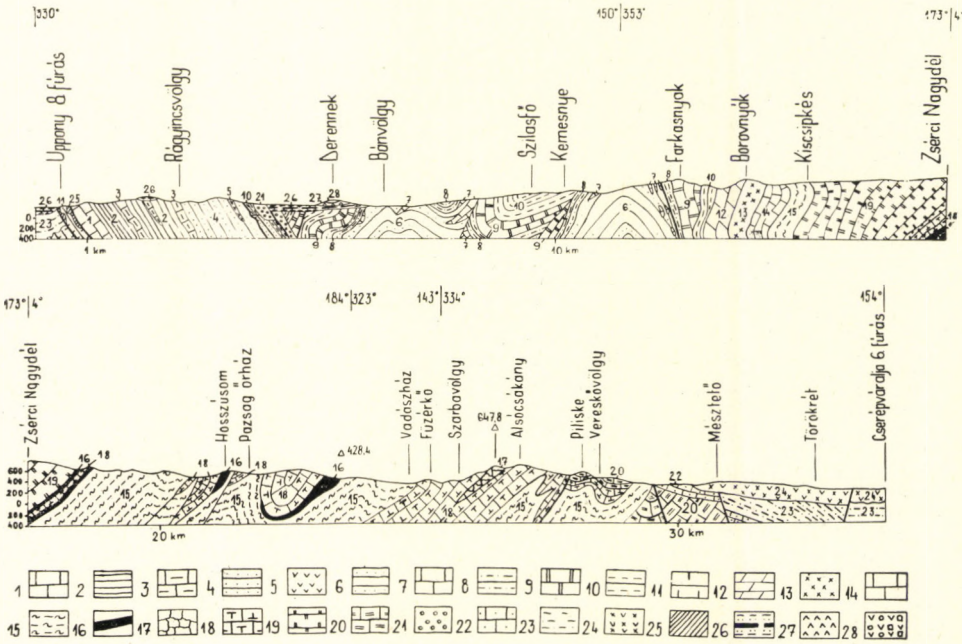
Balogh újabb vizsgálatai szerint a Bükkhegység korábban föltételezett „kárpáti" jellege erősen kétséges, és mindinkább előtérbe kerül a délalpi—dinarid vonatkozás, az újpaleozóikumnak a szovjetunióbeli kifejlődéssel való kapcsolatával.

Az Upponyi—Rudabányai—Szendrői hegységvonulat

Az északnyugati medenceszegélyi helyzetű Upponyi vonulatrészben föltűnő rétegtani különbség az alsókarbon jelenléte és a felsőkréta konglomerátumösszlet, aminek a Bükkhegységben nyoma sincs. Az Upponyi hegységrész határozott ÉK—DNy csapásiránya is elüt a Bükkhegység K—Ny csapásától. Balogh és Pantó legújabb, részben még folyamatban levő, korszerű rétegtani és szerkezettani vizsgálatai szerint az Upponyi—Rudabányai—Szendrői vonulatrészek rétegtanilag azonos fölépítésű karbon—triász rétegösszletek gyűrt és egymásratolt pikkelyeiből álló szerkezeti egységek. A kréta rétegektől eltekintve, a karbon és a ladini emeletig bezárólag terjedő üledéksorozat kifejlődésében is mutatkoznak különbségek. A karbonnak alsó, fauna nélküli, kristályos mészkő és kovapala, valamint a mangános agyagpala és homokkő sorozata ezekben a vonulatokban jelentkezik. A szerves nyomokkal jellemezett karbon csak *Krinoidea* nyomokkal, Szendrő körül mutatkozik. A triász a rudabányai metaszomatikus vasas ércesedéssel, az alsótriászban a gipszes kifejlődésben, valamint a diabázképződményekkel észlelhető.

A rétegtani azonosságon kívül a vonulatrészek összetartozását s a Bükkhegységgel szembeni különállóságát egyveretű szerkezeti fölépítésük bizonyít-

ja. Az igen erőteljes tektonikai igénybevételt mutató képződmények a folyamatban levő részletes vizsgálatokkal még kimutatásra váró, több szakaszban keletkeztek. Balogh és Pantó szerint az első pikkelyeződéses, délkeletre irányuló főmozgás, gozau előtti, tehát valószínűleg az ausztriai szakaszra esik. A későbbi mozgások azonban ellenkező irányból, délkeletről északnyugat felé irányultak. Ezek nyomán az Upponyi vonulatban az alaphegység az oligocénre

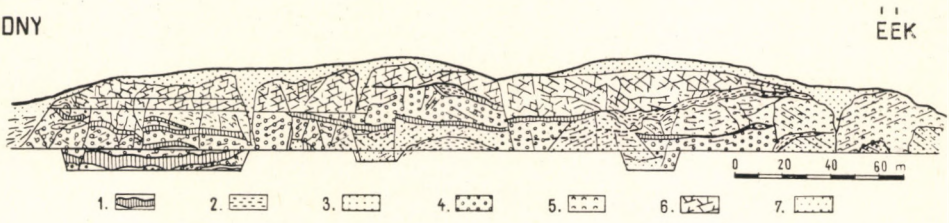


191. ábra. Az Upponyi hegység szerkezeti felépítése (Balogh K. szerint): 1. világosszürke aprókristályos mészkő, 2. szürke agyagpala és mészkő, 3. sötétszürke krinoideás mészkő, 4. szürke agyagpala és homokkő, 5. diabáztufa (1—5. alsókarbon), 6. középsőkarbon szürke agyagpala és homokkő, 7. középsőkarbon sötétszürke mészkő, 8. felsőkarbon—alsópermi pala- és homokkőösszlet, 9. felsőpermi algás mészkő, 10. alsótriász agyagpala, réteges és oolitos mészkő, 11. középsőtriász dolomit és mészkő, 12. alsóanizusi szürke dolomit, 13. középsőanizusi vulkáni összlet, 14. felsőanizusi mészkő, 15. alsóladini szürke palaösszlet, 16. szürke és vörös kovapala, 17. fehér cukorszövetű dolomit, 18. szürke tűzköves mészkő, 19. világosszürke mészkő (16—19. ladini emelet magasabb része), 20. ladini—felsőtriász mészkő, 21. szenon gozau konglomerátum, 22. felsőeocén nummuliteszes mészkő és szárazföldi képződmények, 23. oligocén agyag, homok, 24. alsó- és középsőmiocén riolittufa, riolit és dácit, 25. burdigalai kavics, 26. helvéti barnakőszénösszlet, 27. tortonai riolittufa, 28. szarmata kavics, andezittufa és agglomerátum

is reátolódott. Ezek a fiatalabb, a szávai szakaszra valószínűsíthető igen erőteljes mozgások alakították ki a hegységrészek mai sokszoros pikkelyeit. E mozgások kréta utáni korát igazolja, hogy azokban a szenon konglomerátum is részt vett, amelyre a Csokva—Omány és Bántapolcsány között a bükkhegységi karbon összlet reátolódott. Ennek a nagyszabású mozgásokat jelző reátolódási iránynak folytatásába esik a Bükkhegység nyugati végződésén, Bükkszék körül kimutatott „darnói vonal" is.

A régebbi erőteljes, délkeletre irányuló redővonulatok fölgyűrődése valószínűleg egy szakaszban ment végbe. A későbbi töréses mozgások többször megismétlődőknek látszanak, főként vízszintes egymásratolódásokkal, alárendeltebb függőleges elmozdulásokkal. Mindkét mozgás térrövidülést jelez, amit az Alföld alatti kristályos tömeg és az északra eső Vepor tömeg közötti helyzet érthetővé tesz. A két tömeg kiterjedési lehetőségre nem adhatott módot.

A Rudabányai vonulat az eddigi földtani újravizsgálat, a legújabb mélyfúrási adatok, valamint Balogh és Pantó vizsgálatai szerint kétségtelenül igen erőteljes tektonikai igénybevételből eredő pikkelyes szerkezetet mutat. A mozgások során a triász verfeni tagozata (szeizi—kampili) kaotikus gyűrődést és összetöredezést mutat, a vasérc vonulatban föltárt milonitos reátolódási övvel. A limonit- és sziderit-érc legnagyobb részt az anizusi dolomit, alárendelten kampili mészkő hidrotermális elváltozása, az alatta levő kampili agyagon diszharmóniás mozgást, reátolódásos csúszást végzett. Pantó szerint a vízszintes eltolódások Martonyi felé még nagyobbak, mert ott az érctest jobban földarabolódott.

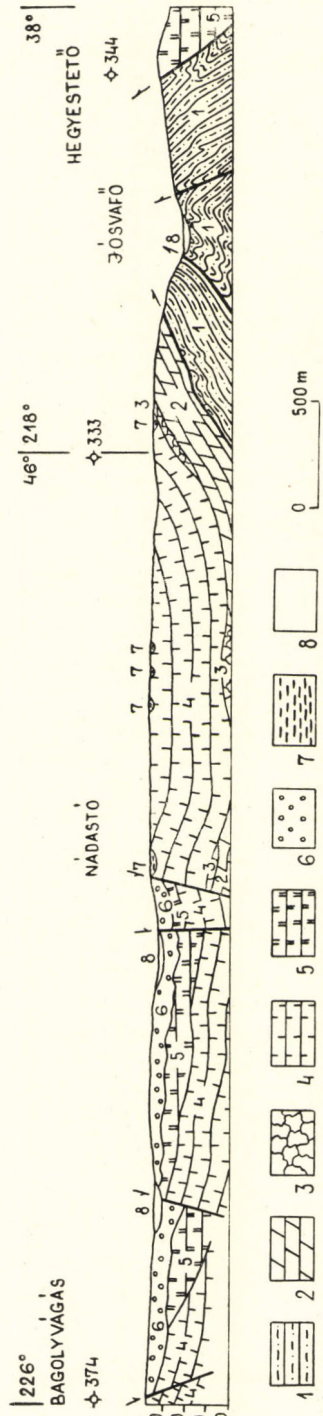


192. ábra. A rudabányai külfejtési „nagyfal" földtani szerkezeti szelvénye (Pantó G. nyomán): 1. iátolódásos, összemorzsolt dolomitöv, 2. kampili márga, 3. limonitos vasérc, 4. ankerit, 5. vasas dolomit, 6. anizusi dolomit, 7. felsőpannóniai rétegek

A mélyfúrások a keletalpi alsóverfeni gipszkifejlődést jelentős vastagságban harántolták, meredekre állított kampili összletben. A rétegösszletet eddig még biztosan nem rögzített korú, valószínűleg felsőtriászbeli diabáz—gabbró járja át, s az ércesedés ennek utómagmás hidrotermális hatása. A mozgás kétségtelenül erőteljes orogenezissel az ausztriai szakaszba tehető.

Az északnyugati határig terjedő Aggtelek—jósvavölgyi triász vonulat a szlovákiai karszthoz csatlakozó merevebb tábla, amely ezekre a szerkezeti mozgásokra csak enyhe hajlatokkal, túlnyomólag törésekkel reagálhatott. A gyűrődések északon, Szlovákiában, délen a Rudabányai vonulatban is csak a mozgékonyabb agyagos—palás alsóverfeni tagozatokban érvényesültek. Hasonló szerkezetű a Bükkhegység is, ahol az erősen gyűrt és pikkelyesen összetorlódott karbon—alsótriász összleten a mészkőfennsík nagyvastagságú összlete, meredek hajlású vagy gyüredezett részletekkel, csak összetorlódott merev tömegként mozgott.

Mindezekből egyelőre az a megállapítás adódik, hogy a Rudabánya—Martonyi vonulat a Bükkhegységtől különálló szerkezetegység, mely az Upponyi vonulattal együtt északra irányuló fiatalabb mozgásokból, egymásratolódott pikkelyekből áll. Az Upponyi vonulat későbbi, szávai vagy stájer mozgási szakaszban, a legújabb fúrási adatok szerint, az oligocén összletre is reátolódott. Ugyanezt a reátolódást észlelték a bükkszéki fúrásokban s a hasonló irányú „darnói vonalon" is, ahol a Bükkhegység keleti szegélye az eocén—oligocén—miocén fedőhegység tagokkal érintkezik. A gyűrődéses formaelemek a régebbi, valószínűleg ausztriai mozgásból erednek, míg a későbbiek, főként ÉÉK—DDNy csapású törések menti egymásrapikkelyeződést és a fiatalabb tagokon reátolódásokat hoztak létre.



93. ábra. Az aggteleki karszt földtani szelvénye (Balogh K. nyomán): 1. kampili rétegek, 2. alsóanizusi guttensteini dolomit, 3. középsőanizusi világos dolomit, 4. anizusi wettersteini mészkő, 5. ladini wettersteini mészkő, 6. pannóniai kavics, 7. vörös agyag, 8. alluvium

Balogh részletes vizsgálatai nyomán a Bükkhegység, Uppony—Rudabányai hegység, a Szendrői hegység és a szlovákiai határmenti karszt hegységszerkezeti fő vonásait a következőkben összegezi:

A Bükkhegység fiatal paleozóos—mezozóos rétegösszletei, valamint a gömöri—rudabányai mezozóikum az alp—kárpáti hegységképződés során nagyvonalú redőkbe gyűrődtek és egymásra torlódtak. A megtorlódás az egyes mozgási szakaszokban eltérő módon nyilvánult meg, és gyakran még ugyanabban a vonulatban is ellentétes irányú pikkelyeződést eredményezett. A feltolódási felületek a nagyobb egységek belsejében általában meredek-szögűek; nagyobb vízszintes elmozdulások többnyire csak főegységek érintkezésén vannak. Így a gömöri (délszlovákiai) karszt É-i szegélyének középsőtriász mészkőrögei idegenszerűen települnek karbon palaaljzaton, s a Bükkhegység legészakibb triász pikkelyeinek az upponyi alsókarbonra való rátolódása is jelentékenyebb vízszintes elmozdulást sejtet. Egyik ilyen elmozdulás sem éri el azonban az alpi vagy a kárpáti takarók áttolódásos mozgásának méreteit.

A hegységszerkezet alpida elemei általában a kréta időszaki (ausztriai) orokinezis korai szakában magasra emelt variszti alépítmény (Szepes—Gömöri Érchegység, Szendrő—Upponyi hegység) csapásához igazodtak. Figyelemre méltó, hogy Északmagyarország legjelentősebb szerkezeti övezete, amelynek irányító hatása a harmadidőszaki szerkezetalakulást is megszabta, a Szendrő—upponyi paleozóikumnak a gömöri—rudabányai triásszal való érintkezésén alakult ki. Ebben a „megújult varisztid" csapású szerkezeti övben jött létre különböző krétabeli mozgási szakaszok ellentétes erőhatásainak eredményeként a rudabányai érces pikkelyek „háztetőszerkezete", majd az ÉNy felé irányuló miocéneleji darnói rátolódási öv. Ezt követi a szarmata előtti és pannóniai emelet utáni tágulásos törések egész sora is a Bükkhegység ÉNy-i oldalán és a Borsodi barnakőszénmedencében.

Az idősebb mozgási szakaszok üledékek híján nehezen, általában csak a mozgásmechanikai kép ellentétei alapján különíthetők el egymástól. E mozgások korának meghatározását az Upponyi hegység déli szegélyének szenon rétegei segítik elő, ahol két gozau előtti mozgási szakasz különböztethető meg:

1. A Bükkhegység nyugati pereme É-felé irányuló mozgással rátolódott az upponyi alsókarbon rétegösszletre.

2. A második fázisban a rátolódott triász pikkelyek az Upponyi hegység dél felé mozgásával szétdarabolódtak, és beágyazódtak az alsókarbon palaösszletbe. Ezt a lepusztulásos szerkezetalakulást a szenon konglomerátum leülepedése követte.

A gömöri—rudabányai triásznak a verfeni képződmények mozgékonyabb voltával kapcsolatos határozott diszharmóniás redőződése az

első fázisban kiemelt merevebb varisztid részek (Szepes—Gömöri Érchegység, Szendrő—Upponyi hegység) közti összenyomódásból ered. Az ezt bonyolító déli vagy délkeleti rátolódások kétségtelenül a későbbi szakasz eredményei. Ehhez kapcsolódhatik azonban a Bükkhegység korábban kialakult redőinek délre irányuló átbuktatása és felpikkelyeződése is. Ez a kárpáti takarók északi irányítottságával határozottan szembenálló jelleg a magyar hegységvonulatoknak hegységszerkezetileg is délalpi—dinári jelleget ad.

A Nekézseny—bántapolcsányi szenon rétegösszlet eredeti elterjedésének nyilvánvaló utólagos összeszűkülése s a bükkhegységi felsőperm—alsótriász pikkelyek alátolódása újabb mozgási szakaszhoz tartozik. Ennek a „nekézsenyi" rátolódásnak a korát csak lefelé lehet elhatárolni. Csapása és mozgási iránya azonban a szávai mozgási szakaszhoz kapcsolódó „darnói" rátolódással egyezik.

Az északmagyarországi alaphegységdarabokat terjedelmes harmadidőszaki medencék választják el vagy veszik körül. Fiatal harmadidőszaki burdigalai—helvéti és szarmata, sőt pannóniai üledékfoszlányok nyomai az egyes alaphegységvonulatokon jelentős fiatal epirokinezist és megújult morfogenezist bizonyít. A medencéket tagoló diszjunktív mozgások az alaphegységek végleges „gyűrvetört" pikkelyes szerkezetét rögzítették.

A MEZOZÓOS ALAPHEGYSÉGEK SZERKEZETÉNEK ÖSSZEFOGLALÁSA

Mezozóos alaphegység vonulataink szerkezeti elemzéséből a következő összesítések adódnak :

1. A Dunántúli Magyar Középhegység vonulatának egyes részei között kifejlődésbeli és szerkezetbeli különbségek vannak, különösen a mozgások mértékében.

2. A vonulat egészében merevebb, töréses jellegű, gyakori vízszintes eltolódásokkal és hosszanti egymásratolódásokkal.

3. A vonulat délnyugati részét tevő Balaton—Bakonyhegységben az összetolódások nagyobb mértékűek, az északi részekben a vetődések szerinti függőleges elmozdulások túlsúlyban vannak. Ez talán a délkeleti kristályos előtér merevebb voltára, esetleg az északi előtér ingadozóbb, engedékenyebb voltára vezethető vissza.

4. A mezozóos üledékek nagy részének nyílttengeri kifejlődése, a Velence—balatoni kristályos vonulat mint egykori szárazulat mai térbeli közelsége miatt, magában véve is csak nagyfokú összetolódás mellett képzelhető.

5. A Dunántúli Középhegység a keletalpi geoszinklinális kifejlődéssel egyező tektonikai nagyegység, takarós szerkezet nélkül, egymásratolt pikkelyekkel. A Keleti Alpokkal szemben föltűnő különbségül mutatkozik a szerkezeti mozgások délre, délkeletre irányuló volta.

6. A Mecsekhegység a Dunántúli Középhegységtől fejlődéstörténetileg is különálló tektonikai egység, törvegyűrt jelleggel.

7. A két vonulat között mélyben levő kaledonid—varisztid vonulatrész húzódik, a délen felszínen levő kaledonid—varisztid vonulattal, ami az üledékgyűjtő alakulását megszabta, s abban a perm—mezozóos üledékeket redővonulatokba felgyűrve, a Dunántúli Középhegységétől eltérő szerkezetalakulást létesített. Ez a később összetört varisztikum a mecseki vonulatok periklinális szerkezetét is preformálta, a délkeletre irányuló hatóerők délen és keleten adódott ellenhatásával.

8. A mecseki nyugati és keleti vonulatrészek nagymértékű eltolódást mutatnak, s a gyűrt hegységrészeken a fiatalabb törések mentén reátolódások keletkeztek.

9. A Villányi hegység a Mecsekhegységtől független, különálló, rétegtanilag és szerkezetileg is eltérő egység, észak felé egymásratolódott pikkelyes szerkezettel.

10. A Bükkhegység a dunántúliaktól teljesen eltérő délalpi—dinarid jellegű gyűrt—pikkelyes hegységszerkezet, nagyrészt triász vulkanitokból és karbon—perm—triász rétegekből álló gyűrt egységgel, dél felé átbuktatott boltozatokkal, rétegteknőkkel és pikkelyekkel.

11. Az Uppony—Rudabánya—Szendrői hegységrész önálló, eltérő csapásirányú szerkezeti egységként iktatódik be a Gemeridák takarói és a Bükkhegység pikkelyei közé, ausztriai fölgyűrődéssel és szávai mozgásokból eredő megismétlődő, fiatal, délre irányuló pikkelyes reátolódásokkal, mezozóos szubvulkánossággal.

Az Upponyi hegység ÉNy felé mozgott paleozóos és szenon képződmények bonyolult szerkezetű átmeneti öve, jelentős átalakulásos sorozattal. Az Upponyi hegység ÉNy-i oldalán idegen elem a bükkhegységitől eltérő, rudabányai jellegű triász, az upponyi paleozóikum alatti helyzetében s azzal együttesen a miocén elején (szávai orokinezis) a középsőoligocén összletre reátolódott voltával (darnói szerkezeti öv).

A Szendrői devon—karbon rögvonulat, nagyobb mérvű átalakultsággal, nem szükségszerű tartozéka az Upponyi vonulategységnek, hanem azzal analóg szerkezetű pikkelytag lehet.

12. A határmenti karsztos triász mészkővonulat merevebb, töréses szerkezetű, gyüredezett alsótriász aljzaton, diszharmóniás mozgással.

A perkupai gipszösszlet, a határmenti Gömör—tornai karszt déli szárnyát tevő jósvavölgyi antiklinális és a Rudabányai vonulat határán foglal helyet. Valamennyi együttesben, délre irányuló mozgásokkal, a Gemeridákkal egyetemben, délalpi—dinarid szerkezetre utal, ami korántsem jelent összefüggő, egységes geoszinklinális alakulást.

A FEDŐHEGYSÉGEK SZERKEZETI ALAKULÁSA

A fedőhegység fogalomban térbeli, morfológiai és szerkezeti jellegek egyesülnek. Térbelileg a fedőhegységek az alaphegységvonulatokhoz vannak kötve, s csakis azok közvetlen körzetében vehetők számításba. Szerkezetileg azokat az üledékösszleteket tartalmazzák, amelyek egy megelőző hegységképződéssel kialakult alaphegységre diszkordánsan települnek. Morfológiailag a fedőhegységek fiatalabb képződményeikkel belesimulnak a medencealakulatba, amelytől élesen nem is határolhatók el. Morfogenetikájuk a medencealakulatok mindmáig tartó morfokinetikai folyamataihoz kapcsolódik. Gyakorlatilag tehát a fedőhegység fogalma alá foglaljuk az alaphegységperemi képződményeket, azok felszínen levő részeivel.

Az alaphegységek szerkezeti egységeinek ismertetett mozgási szakaszaiból kitűnik, hogy a kréta időszak végén valamennyi alaphegység kialakult volt. Fedőhegységeink összetételében tehát csak a harmadidőszaki rétegek vesznek részt, amelyek az egyes hegységrészek szerkezeti viselkedése szerint, különböző rétegtani tagozatokkal, mindig megállapíthatólag diszkordánsan, legtöbbször transzgressziós alaptörmelékkel települnek az idősebb tagokra. A fedőhegységtagok tehát szerkezetileg elkülöníthetők, s formaelemeikkel megkülönböztethetők, még ha mozgási időszakaik természetszerűleg az alap-

hegységben sem maradtak nyomtalanok. Láttuk, hogy egyes esetekben a fedőhegység szerkezete szoros kapcsolatban van az alaphegységgel, amelynek szerkezeti formaelemeit a fiatalabb képződmények is követik. Ez különösen szembetűnik a Mecsekhegységben, ahol az erőteljes fiatalabb mozgások az alaphegység lényeges változásait okozták, másrészt a szerkezeti egységek térbeli elrendeződése a fedőhegységtagokat is szorosan közrefogja. A legtöbb helyen azonban a fedőhegységtagok többnyire csak egyoldalúan, monoklinális helyzetben szegélyezik az alaphegységeket, s kifelé hajló rétegösszleteikkel a medencealakulatba mennek át. Ilyen helyeken a fedőhegységalakulat csak medenceszegélyként tekinthető peremi kifejlődést és szerkezetet mutat. Végeredményben azonban az alaphegységek szerkezete megszabja a fedőképződmények szerkezetét is, a felszínalakító tényezők hatásának és eredményeinek fokozottabb szerepével és fölismerési lehetőségével. Az előrebocsátott rétegtani ismeretek alapján csakis a települési mód és a szerkezeti jelleg általános tényeit tartjuk itt is szem előtt, az ősföldrajzi viszonyok vázlatos ismertetésével.

Sopron vidéki határhegység

A nyugati országhatáron levő kristályos alaphegységre települt fedőhegység üledéksorozata a középsőmiocén transzgresszióval, a helvéti emelettel kezdődik. Sopron vidékén a Lajtahegységre kiterjedőleg, tortonai, szarmata és pannóniai képződmények vesznek benne részt. VENDEL MIKLÓS tanulmányai szerint kétségtelenül töréses szerkezetűek, uralkodólag É—D törésirányokkal. A Keleti Alpok stájer gyűrődési szakaszának szinorogén törései alakították itt ki a kristályos alaphegység szegélyeit, és azok közötti öblökbe nyomult bele a középsőmiocén tenger lassú transzgresszió ja. A tortonai emelet végén regresszió mutatkozik, s a szarmata rétegek diszkordánsan települnek a tortonai rétegekre. A szarmata és pannóniai emelet rétegösszlete között, újabb eróziós diszkordancia van. Mindezek a mozgásokra visszavezethető változások részben a stájer orogén szakasz epirogenetikus hatásai, részben az attikai szakasz megnyilvánulásai. Brennberg körül VENDEL a helvéti rétegekben enyhe redőzést állapított meg, ami szerinte szarmata utáni, azaz a töréseknél fiatalabb. Ilyen redők a lajtamészkőben is mutatkoznak, helyi jellegűek, a szarmata és pannóniai rétegek azonban nem vesznek részt benne. A kétségtelenül fölismerhető fiatalabb mozgások törések menti függőleges elmozdulások, amit a sűrűn mutatkozó kőzetrések jól szemléltetnek. A hegységen belül nem nagyméretűek, a peremeken, a medence felé, lépcsősen fokozódó, hirtelen lezökkenések. A fedőhegységi miocén—pliocén rétegösszletben rendszeres gyűrődésre utaló redővonulatok nincsenek.

Kőszeg vidéki rögvonulat

A Kőszeg vidéki paleozóos rögvonulat, elkülöníthető fedőhegység tagok nélkül, közvetlenül a pleisztocén—pannóniai medencetérszínből emelkedik ki. Eddigi kisalföldi, medenceelőtéri mélyfúrási adataink szerint ezek a felszíni paleozóos rögök legnagyobb részt a pannóniai emeletig terjedően szárazulatként állottak, s felszíni merev varisztid tömbként, a mezozóos és harmadidőszaki mozgásokra csak törésekkel reagáltak. Folyamatos morfogenezissel lepusztult pikkelyrögeik jelenlegi térszíne pannóniai tönkfelületet jelez.

Dunántúli Magyar Középhegység

A Dunántúli Magyar Középhegység valamennyi része megegyezik abban, hogy az alaphegységet kialakító mozgások a larami orogén szakaszban lezárultak, s utána jelentős morfotektonikai hatások többé-kevésbé kimutatható ősi térszínalakulásra vezettek (kiemelkedett szárazföld, tönkösödés, karsztosodás). A fedőhegységtagok mindenütt eocén üledékekkel kezdődnek, amelyeknek rétegsorozatában azonban különbözőségek vannak. A fedőhegységsorozat települése mindenütt monoklinálisnak mutatkozik, az alaphegységszegélyektől kifelé hajló rétegsorrendben. Az alpi orogén mozgások kizárólag szinepirogén parteltolódásokban és törésekben érvényesültek. A fedőhegység rétegeiben általános gyűrődéses jelenségek nincsenek, helyi jellegű ráncolódások, lehajlások, mozgásokból eredő kihengerlődések, sőt kisebb reátolódások is találhatók. Ezek azonban mindenkor másodlagos mozgások, a rögökre tagoltságon belüli visszaható megtorlódások, nem pedig általános irányítottságból eredő, összefüggő azonos lefutású szerkezeti formaelemek.

A Bakonyhegység

A helvéti emelettel induló fedőhegység az alaphegységre települt mai eloszlásában meghatározott települési formákat nem mutat. A mozgások főként a mindenütt sűrűn észlelhető kőzetrésekben és azok mentén történt kisebb-nagyobb töréses vetődésekben érzékelődnek. Ezek a mozgások az alaphegységgel együtt történtek, szételemzésük az egyes orogén szakaszokra való megkülönböztetésük csak egyes területrészeken történt meg. Ez azért is nehézségekbe ütközik, mivel a mozgások mindenütt a régi, általában ÉK—DNy és DK—ÉNy irányok szerint újraismétlődtek. A törések mentén helyi jellegű föltorlódások (Várpalota) és mozgékonysági különbségekből eredő ráncolódások is láthatók voltak az alsótortonai településszletben. Figyelemre érdemes, hogy a mozgások a felsőpannóniai rétegekben, sőt a löszben is megvannak, s különösen a Balaton mentén, a hegységperemeken jól láthatók. Kókay József Várpalota környékén, a felsőpannóniai palás agyagban flexurás zavargásokat, 26—40 fokos rétegkibillenéseket észlelt, helyenként kisebb reátolódásokkal is. Ezek a pannóniai emeletvégi mozgások a pleisztocén rétegeket nem érték. Ilyen pannón utáni mozgásokat id. Lóczy több helyről szemléltetett, még a távolabbi medenceterületről is. Karád körüli vasúti bevágásból adott ábrája „pannóniai agyaggal együtt gyűrt löszt" mutat. Mindezek a jelenségek a fedőhegység részek mindmáig tartó mozgásairól tanúskodnak, s egyúttal a medenceszerkezet alakulását is jelzik.

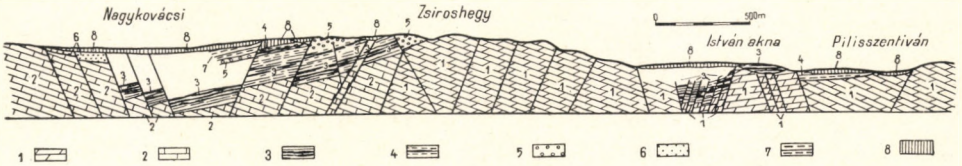
A Vérteshegység

A fedőhegységtagok az alaphegység körül csakhamar eltűnnek a medencealakulat alatt. Csak a medenceperemeken észleljük az eocéntől kezdődő üledékekben megismétlődött töréseket. A mozgások módja túlnyomólag rögökre tagolódás, egyenlőtlenül mozgott, összebillent rögökkel. Ennek egyik példája a Tatabányai medence (89. ábra), a keleti medenceperemet kialakító, nagyjában hosszanti (ÉNy—DK), eocén előtti töréssel s annak mentén történt eocén utáni, az eocén peremi fölhajlásával mutatkozó újabb mozgással. Ennek ÉNy, illetve Ny irányú erőhatásait Mészáros gerecsehegységi mozgásgrafikonjai szemléltetik (179. ábra). A legfiatalabb mozgások a Vérteshegységben a meg-

felelő felszíni fiatalabb rétegek hiányában eddig nem voltak észlelhetők, de kétségtelenül megvannak. A gánti külfejtésekben észlelhetők szerint is az ÉNy—DK irányú törések gyakoribbak, főiránynak vehetők. Az É—D vagy ÉK—DNy irányok ritkábbak, alárendeltebbek. A törési irányok, gyakran a töréses elmozdulások is többnyire újraéledők, megismétlődők.

A Gerecsehegység

Fedőhegysége hasonló módon csak régi térszínhez igazodó medence- vagy öbölalakulat, amelyekben a töréseket, főként vetődések alakjában a különböző bányaműveletek föltárták. A törésirányok változatlanok, s a hegység északi peremén, Lábatlan—Süttő—Dunaalmás között, az elmozdulások a pannóniai rétegösszletben, sőt a pleisztocén édesvízi mészkőben és a löszben is



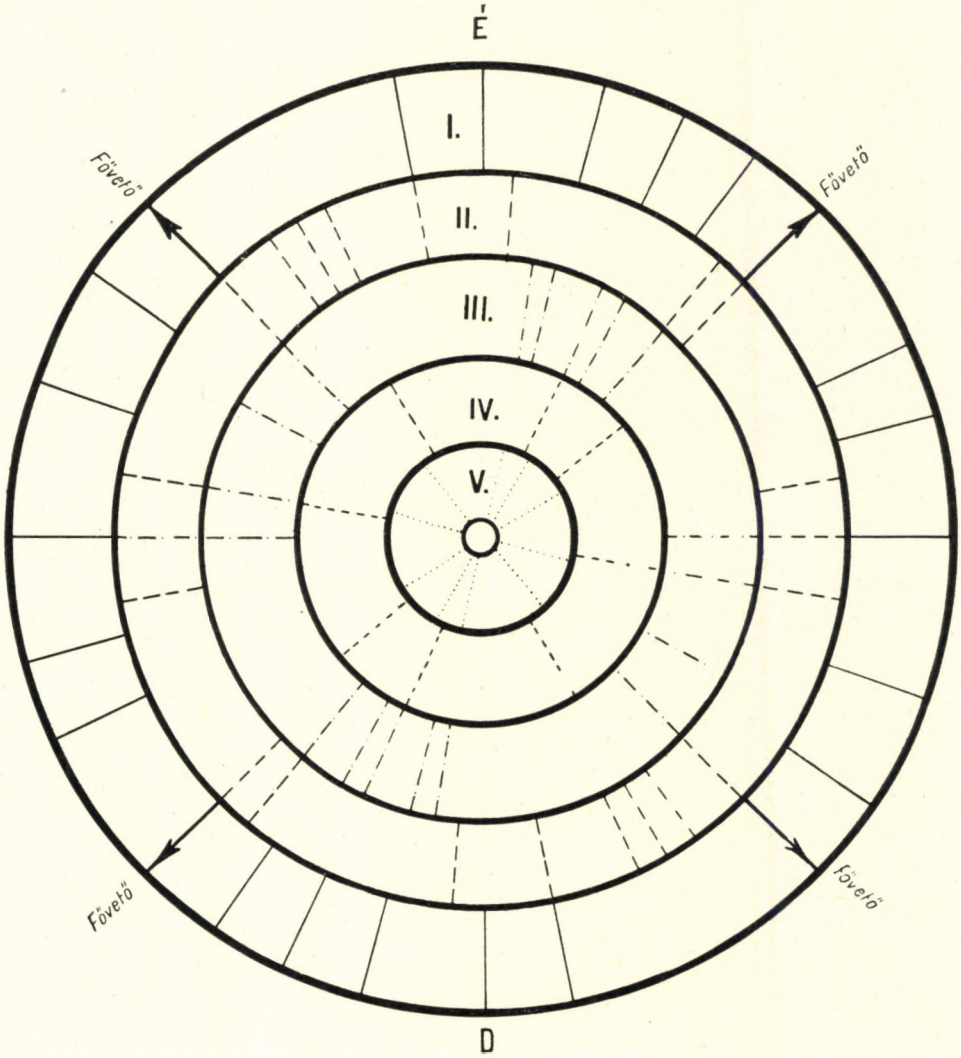
194. ábra. A Nagykovácsi—pilisszentiváni vonulatrész rögszerkezeti vázlata (Szőts E. szerint): 1. középsőtriász dolomit, 2. felsőtriász dachsteini mészkő, 3. alsóeocén édesvízi rétegek, kőszénösszlet, csökkentsósvízi agyag és tengeri operculinás agyag, 4. középsőeocén miliolinás—orbitoliteszes mészkő, kőszénösszlet, homokkő, 5. felsőeocén breccsia és alapkonglomerátum, nummuliteszes—discocyclinidás mészkő, 6. alsóoligocén homokkő, 7. középsőoligocén agyag, 8. pleisztocén—holocén futóhomok, lösz és agyag

megállapíthatók. Vagyis a legfiatalabb mozgások is igazolhatók. Itt valószínűleg északról történt erőhatásból rögtorlódásos emelkedő mozgásokkal is számolhatunk.

A Budai hegység

Fedőhegysége az alaphegységtől messzebbre terjedően is vizsgálható, mint a rétegtani tárgyalásból láttuk, az eocéntől a pleisztocénig bezárólag terjedő rétegösszletekkel. Az alaphegységi régibb törésirányok itt is megismétlődők, s a legfiatalabb időben, a pleisztocén löszben is fölismerhetők. A pannóniai emeletbeli mozgás egyik régóta ismert jelensége a szarmata—pannóniai közötti diszkordancia Budapest körül. Ezeket a fiatalkorú mozgásokat Földvári Aladár ismertette. Ugyancsak régen ismert pannón utáni mozgás a Szabadsághegy—Széchenyi hegy kiemelkedése. Ennek déli előterében, a budaörsi határ mentén igen erőteljes mozgásokkal jelzett diszlokációs öv van, közel K—Ny irányú törésekkel, amelyek mentén a Tűzkőhegy dolomitja a pannóniai rétegek közé ékelődött pikkelyként mutatkozik. Erre dél felé a pannóniai rétegösszlet 50—60° rétegfölhajlással torlódik reá, majd az utóbbiak lankássá vált összlete mellett az alsóoligocén márga meredeken fölállított vékonyleveles rétegei foglalnak helyet. Ez a diszlokációs öv érzékelődik az Ördögorom körzetében, a Farkastoroki völgyben föltárt tűzköves dolomit ráncolódásával és pikkelyei között beékelődött felsőeocén és pannóniai rétegekkel, még a löszben is megismétlődött kisebb elmozdulásokkal.

A törésvonalak újraéledését s a különböző korú képződményekben részben anyaghatásból, részben erőirányváltozásból eredő különbségeit Bokor György egykori, ilyen irányban első kőzetrésmérései nyomán összeállított grafikonvázlat mutatja (195. ábra). Összehasonlításul a Bakonyhegység (Iszkaszentgyörgy), Gánt (Vérteshegység) és



195. ábra. A Budai hegység összehasonlító kőzetrés rendszere (Bokor Gy. nyomán): I. triász, II. eocén, III. oligocén, IV. szarmata, V. pannóniai

Felsőgalla (Gerecsehegység) peremén különböző alaphegységbeli képződményekben végzett kőzetméréseink szemléltetéséből (176. ábra) kitűnik, hogy a különböző fedőhegységtagok megismétlődő kőzetrésirányai nagyobb eltérést mutatnak az alaphegységiekével szemben, mint az utóbbiak, egymás között. Ennek oka a fiatalabb mozgások eltolódott irányú erőhatásaiban kereshető.

Teljesség céljából megemlítjük, hogy Pávai Vajna Ferenc, a Budai hegység déli fedőhegységének „különösen idősebb üledékein, többszörös redőzéseket" vélt megállapí-

tani. Szerinte ugyanis a „Budai hegység déli peremén a fiatalabb harmadkori üledékek, már a leülepedésük idejében, folyamatban levő gyűrődéses mozgások közben rakódtak le". Emellett nem tagadja „sem az előző, sem az utóbbi geológiai időben, a töréses elmozdulások tényét és lehetőségét". A pesti oldalon is, a fedőhegységrészeken túlmenően, a medencealakulatra is kiterjedően ÉK—DNy csapású redővonulatokat, „füzérboltozatokat", „redőnyalábokat" különböztet meg. Egyelőre, ezeket a pleisztocén rétegeket is magukban foglaló és azokon is kimutatható boltozatokat nem vehetjük tudomásul, bár azokat Pávai Vajna szerint „az általános tektonikába redőnyalábok formájában beilleszteni, tisztán tudományos munka". Inkább megfontolatlan elmefuttatás, amit tudomásunk szerint, az eddig megejtett pestkörnyéki kutatófúrások, a fogalmak helyes értelmezése szerint, egyáltalán nem igazoltak.

A vulkáni öv és az északkeleti fedőhegység vonulatok

Szerkezetileg fedőhegységnek minősül a Dunazug (Szentendre—Visegrádi) hegység és a Börzsönyhegység, főként vulkáni képződésű területe, valamint az alföldperemi Cserháthegység, a Mátrahegység és a Tokaj vidéki vulkáni terület is. Valamennyinek szerkezeti jellegét, kisebb vagy nagyobb mértékben a vulkáni képződmények adják. Rétegtani fölépítésükben oligocén és miocén rétegek vesznek részt, a felsőeocén némi nyomaival. Ha eltekintünk a Naszály és Csővár—romhányi, a Budai hegység kétségtelen kapcsolatába tartozó idősebb szigetrögöktől, úgy további alaphegységrészleteket csak a Mátrahegység északkeleti szélén kibukkanó bükkhegységi karbon rögökben találunk. Ezek kétségtelenül bükkhegységi kifejlődésűek s annak szerkezetéhez tartoznak, aminek nagytektonikai jelentőségére még visszatérünk.

Nyilvánvaló, hogy a merevebb, ridegebb vulkanitösszletek kisebb-nagyobb tömegeiben az erőhatások csak töréseket, s a többnyire meredek hajlású törési síkok mentén vízszintes vagy függőleges elmozdulásokat hoznak létre. Vonatkozik ez a lávakőzetekre, rétegvulkáni alakulatra vagy a rétegzetlen, szárazföldi vulkáni törmelékkőzetekre is. Sőt, a lakkolit jellegzetes boltozatalakulása sem minősül tektogén folyamatnak, ez törések mentén történt hozzáidomulás. A vulkanitok tehát nem gyűrődnek, bár a megfelelő hegységalakulás gyűrődésében részt vehetnek, mint diszharmóniás tömegek, amelyek töréses mozgásaival az üledékes összletek redőalakulatai is megtörnek, elfenődnek, kihengerlődhetnek.

A Dunazughegység és a Börzsönyhegység

A Dunazughegység és a Börzsönyhegység andezitterületének szerkezeti jellege törésekkel alakult, az andezitösszlet alól helyenként kibukkanó oligocén és helvéti rétegekkel, valamint a reátelepült tortonai és szárazulati szarmata képződményekkel.

A Dunazug hegycsoport a Budai hegység és a Pilis északi fedőhegységeként tekinthető. A Pomázi völgy Ny—ÉNy irányú főtörésvonala dél felé elhatárolja a vulkáni területet, ahol csak a középsőoligocéntől kezdődő üledéktagok vannak a felszínen. A terület törései, főként kisebb-nagyobb vetődésekkel, a stájer mozgási szakaszba tartoznak. Id. Noszky a Duna-szoros pleisztocén teraszában is kisebb vetődéseket mutatott ki. A töréses elmozdulások mindenütt észlelhetők a vulkáni képződményekben is, amelyeknek kitörési főidőszaka a tortonai emeletre, az újstájer mozgási szakaszra esik. Szerkezetalakulás tekintetében figyelmet érdemel a pannóniai üledékek hiánya, ami

arra utal, hogy az akkor már kiemelkedett szárazulaton csak térszínalakító lepusztulás (morfokinezis) volt.

A Börzsönyhegység vulkáni területe hasonló szerkezetalakulású, többékevésbé jól kimutatható hosszanti és haránttörésekkel; aljzatában felsőoligocén tengeri és szárazulati helvéti képződményekkel. Szerkezeti irány, a kőzetrések nyomán, hosszanti ÉÉK—DDNy, amit a biotitamfibolandezit tömegek területi helyzete igazol. A harántirányú ÉNy—DK hasadékokat piroxénandezitteléralakok jelzik. A Börzsönyhegység fontos szerkezeti alapvonala nagyjában a Kisinóc vonalában K—Ny irányban valószínűsíthető mélyszerkezeti határ a délebbi mezozóos és északi kristályos alaphegység között. A törési elmozdulások egyelőre részletesebben nem tagolhatók. A fiatalabb mozgások, a pannóniai emelet hiánya szerint, itt is térszínalakító lepusztításra vezettek.

A Cserháthegység

A Budai hegység elszakadt szigetrögeinek Nézsa—Csővár—Romhány körüli eocén foszlányaitól eltekintve, lényegében egész felszíni kiterjedésben oligocén—miocén üledéksorozatú és vulkáni képződményekből álló fedőhegységalakulat. Északon és kelet felé a Mátrahegységhez csatlakozó nógrádi medencealakulattal. Egységes szerkezetalakulási tagolása még összefoglalóan nincs ismertetve. Az errevonatkozó régibb és újabb részlettanulmányok szerint kétségtelenül töréses szerkezetű felépítmény, gyűrt formák és gyűrődéses jelleg nélkül. Különböző tengelyű fölboltozódások mutatkoznak itt is, az oligocén és alsómiocén rétegekben. Ezek a stájer mozgások fiatalabb szakaszában történt vulkanizmussal kapcsolatosak. A törések kora, esetleg újraéledése a pannóniai emeletre s azutánra tehető. A szerkezeti irányok jellemző szemléltetői a Cserhátban nagy számban nyomozható, kiterjedt andezittelérek, az északi részen, a Mátrahegységtől Szécsény—Nagylócig terjedőleg ÉÉNy—DDK, majd a Cserhát középső és déli részén NyÉNy—KDK irányúak, s egészen Vác határáig megtalálhatók. Ez a Nagylóc—Ipolyvölgy vonalában határolódó föltűnő telérirány-változás valószínű mélyszerkezeti okokra vezethető vissza, esetleg az északi területrész kristályos aljzatával, a déli rész mezozóikumával szemben. A közel K—Ny irányú telérraj az alsótortonai piroxénandezittel egyidejű, dilatációs hasadékképződés. A teléreket harántoló, vízszintes eltolódásra vezető ÉÉNy—DDK törések határozottan fiatalabbak, zártak, nyomóerő hatásra utalnak.

A Cserháthegység fedőhegységének dél felé, a medencealakulatba átmenő részén, Aszód környékének Budapestig csatlakozó területén, Szentes NyÉNy—KDK és erre merőleges ÉÉK—DDNy irányú törésvonalakat állapított meg kéregszéthúzást jelző kisebb méretű vetődésekkel. Ezenkívül a pliocén rétegekben, több kilométer hosszban, ÉÉNy—DDK irányú és azt „ferdén vagy harántosan boltozódott", szabályos álló redőkből adódó „redőnyalábokat" különböztet meg. Az utóbbiak, egyelőre még igazolatlanul, Pávai Vajna Pest vidéki hasonló megállapításához csatlakoznak.

Id. Noszky a Cserháthegységben az ilyen „felboltozódás-féléket" nem tartja általános, regionális gyűrődésnek, mert „hiányzik belőlük a rendszer". Az epirogenetikus süllyedéssel járó helyi okokra vezeti vissza. Szentes a nógrádi medencerészben, Salgótarján vidékén, ezekre vonatkozólag is a katti emelet végén, a szávai mozgási szakasznak megfelelő általános gyűrődést állapított meg. Ennek nyomán a katti rétegösszlet itt lapos, részaránytalan (szerinte „féloldalas") redőkbe gyűrődött, amik a Bükkhegység felé erősödve pikkelyes föltolódásig fokozódnak. Az eredetileg ÉÉK—DDNy csapású redőket a fiatalabb mozgások, különösen nyugaton és a déli medenceperemen, törésekkel lényegesen megváltoztatták.

A Salgótarján vidéki törések 50—70 fokos síkok mentén legnagyobb részt vetődések. Az ÉK—DNy-i főirányok romániai szakaszbeli, pannon utániak. Keletkezésük Dzsida Jenő szerint észak—déli hatóerő nyomására vezethető vissza. Nem széthúzásos mozgás, hanem ékrögökkel jelzett, rögtorlódás nélküli összenyomódásos térrövidülés. Egyszerű táblás földarabolódás, de semmi esetre sem germán jellegű (Szentes szerint „szaxonotip") mozgás. A haránttörések mentén különböző méretű eltolódások nemcsak a keményebb telérekben mutatkoznak, hanem Bartkó Lajos vizsgálatai szerint, a nógrádi kőszénösszletben is (132. ábra). Ezek pliocénvégi (rodáni), a bazaltkitöréssel kapcsolódó mozgásoknak minősíthetők, amelyeknek során a tortonai emelet végén történt regresszióval megindult szárazulati lepusztulás újraindult fokozódó térszínalakításra vezetett. (Szarmata diszkordancia, pannón előtti eróziós diszkordancia, pleisztocén talajsuvadás, talajfolyásos alakulatok.)

A Mátrahegység

Déli peremén csak szarmata, főként azonban pannóniai üledékek vannak, amelyek alföldperemi helyzetük szerint a medencealakulatba mennek át. Peremi kifejlődésükben délre, a medence felé hajló rétegösszleteket mutatnak, kisebb vetődésekkel.

A Mátrahegységtől északra, a Sajóvölgyig terjedő területen, a felsőeocén transzgressziós települése a Bükkhegységével egyezik. A Dunántúli Középhegységben mindenütt kimutatható eocén utáni kiemelkedés itt is az alsóoligocén hiányával mutatkozik, majd a középső-, felsőoligocén és a miocén sorozatban uralkodólag hosszanti és haránttörések rendszere szabja meg a szerkezetet. Id. Noszky mutatta ki ezeknek a töréseknek rendszerét, s a hosszanti ÉK—DNy főirányokat pannóniai emeletbelinek, tehát az attikai mozgási szakaszba tartozónak, az ÉNy—DK harántirányúakat pedig pannóniai utániaknak, a cserháthegységiekkel egyezően a romániai mozgási szakaszba tartozóknak minősíti. A stájer mozgási szakaszba eső erőteljes vulkáni kitörések szerkezeti formaelemei nehezen ismerhetők fel. Újabb vizsgálatok szerint enyhe redőhullámokat tételeznek föl az oligocén rétegösszletekben, amelyeket a szávai szakaszba helyezhetünk. A későbbi törések miatt ezek legtöbbször földarabolódtak.

A bükkszéki olajterületen földolgozott és ismertetett mélyfúrási anyag alapján Majzon *Foraminifera* vizsgálataival nemcsak az itteni mintegy 1000 m vastagságúnak bizonyult oligocén összlet szintezését állapította meg, hanem a szerkezeti viszonyok részletes ismeretét is előbbrevitte. Majzon szerint az oligocén rétegösszletben, hézagtalan üledékfolytonossággal, a lattorfi—rupéli—katti emeletek kimutathatók. Vagyis itt a dunántúli fedőhegységekben kimutatott, pireneusi mozgással azonosított kiemelkedés és ezzel kapcsolatos oligocéneleji lepusztulás hiányzik. NyDNy—KÉK csapású enyhe redőalakok a szávai szakaszra utalnak, törésekkel fölszabdalva, amelyek nyilvánvalóan későbbi keletűek, a stájer vagy még későbbi szakaszba sorolhatók. A mozgások délre irányuló voltára lehet következtetnünk a 10. és 51. sz. fúrások elnyíródott, csökkent alsóoligocén sorozatából, amely a 10. sz. fúrásban a legmélyebb szintek kimaradásával közvetlenül települt a karbon—perm alapra. Még jellegzetesebb az 51. sz. fúrás rétegsora, amelyben Majzon szerint a karbon agyagpala és mészkő 257 m vastagságban átfúrt összlete alatt 1545 m mélységig újból a rupéli agyagmárga sorozat következett. Ez a szelvény nem egyszerű vetődés, hanem a paleozóos alaphegységperem csapásmenti reátolódásaként tekinthető. Ez a reátolódás a Telegdi-Roth részletes vizsgálataiból megállapított „Darnó vonal" mentén végignyomozható NyÉNy irányban történt mozgás. A reátolódás miocén előtti, szávai mozgás lehet, de ugyanebben a töréses övben dilatációs mozgást jelző miocén utáni vetődés is volt.

Újabb mélyfúrások, Pantó és Balogh vizsgálatai szerint, ennek a mátrai diszlokációs övnek folytatásába eső reátolódást mutattak ki az Upponyi hegységben és a Rudabányai hegységben, ahol a karbon—felsőkréta vonulat része illetve triász—karbon rész a középsőoligocénre tolódott reá.

A Bükkhegység

Fedőhegységében a felsőeocén—oligocén hézagos üledéksor felszíni foszlányokban, majd a miocén teljes sora mutatkozik. A pireneusi mozgási szakaszt itt is az eocén utáni kiemelkedés és helyenként az alsóoligocén hiánya jelzi. A szávai orogén szakasz a nagyvastagságú középső-, felsőoligocén rétegösszletnek a déli peremen teljes kiemelkedésével és északon is jelentős lepusztulásos térszínalakításával (morfogenezis) mutatkozik.

A Bükkhegység déli fedőhegységében, Egertől kezdődően, a felsőoligocén összlet egészen kimarad, s Egerben az akvitáni emeletbe sorolt rétegek közvetlenül a rupéli emelet felső tagozatára települnek. Tovább keletre már az alsóhelvéti szárazföldi rétegek, majd a helvéti—tortonai—szarmata, túlnyomólag szárazföldi vulkáni összlete mutatkozik a medenceperemi aljzaton. A fiatalabb mozgások a Bükkalján, az észlelhető kőzetrések tanúsága nyomán, törésekben és vetődésekben nyilvánultak, valószínűleg a fiatalabb stájer szakasz idejében, a vulkánossággal kapcsolatban, a medenceelőtér lépcsős beszakadásával.

A sajóvölgyi oligocén—miocén terület tulajdonképpen medencealakulat, de a Gömöri mészkőhegység és a Bükkhegység közötti helyzete szerint ezek fedőhegységéül is fölfogható. A rupéli—katti sorozatra a szávai mozgási szakasz nyomaként eróziós diszkordanciával települ a miocén összlet sorozata, a stájer mozgások fiatalabb szakaszára utaló, fokozatos kiemelkedéssel. A szarmata rétegek andezittufás—agglomerátumos, kavicsos—homokos és riolittufaképződményei már szárazulatiak, s diszkordánsan települnek a régibb tagokra. A szárazulati jelleg megmarad a pannóniai üledékösszletben is. A mozgási főidőszak a tortonai emelet után volt, amikor az északról és délről határolt medencében a keretet szolgáltató alaphegységvonulatok nyomása alatt K—Ny tengelyű lapos boltozat keletkezett, s ÉK—DNy irányú törésvonalak mentén összetöredezett. A szarmata és a pannóniai emelet utáni mozgások során csak további törések és vetődések keletkeztek, úgyhogy helyenként lapos boltozatú töréses szerkezet keletkezett, túlsúlyban levő rögökre tagolódással.

A királdi Zsigmond-akna csapásirányú fővetőjének 8—10 m széles kitöltő anyagában a szarmata andezitbreccsia és kavics volt észlelhető árkos beszakadás alakjában. Ez ennek a nagy töréses övnek szarmata utáni pannóniai emeletbeli keletkezését mutatja. Az egyes táblarögök egyenlőtlen kiemeltségét a pannón előtti nagymérvű lepusztulás is igazolja. A Sajóvölgy északi oldalán a katti emelet tagozatai közül a glaukonitos felső tagozat hiányzik, és a mélyebb agyagos összletre közvetlenül a felsőpannóniai rétegek települnek. Hegedüs legújabb, még igazolásra váró adata szerint a rudabányai vízkutató fúrásban a pannóniai rétegek a rupéli agyagos összletre települnek.

Tokaj—Hegyaljai határhegység

Összefüggésében még kevéssé ismert a tokaji vulkáni terület szerkezete, ahol a vulkáni tevékenység a szarmatában erőteljes volt, és a pannóniai emeletben is tartott. Gyér tortonai és különböző szarmata üledékek foszlányain kívül főként pannóniai üledékek észlelhetők, a Mátra déli előterére emlékeztető kifejlődésben. Töréses szerkezetében főként ÉÉNY—DDK haránttörések az uralkodók, alárendeltebben ÉÉK—DDNy vagy K—Ny irányúak

is vannak. Koruk a szarmata emelet végére, illetve a pannóniai emelet elejére tehető, az utóvulkánossághoz kapcsolódó. Erre utalnak az ÉNy—DK csapású kvarcitos és a bentonitos részek.

A törések Sárospatak körül ÉNy—DK, a hegység keleti határán ÉK—DNy irányúak. Ezek szarmata emelet előttiek lehetnek, amelyek mentén a kitörések, sőt valószínű újraéledéssel a vulkáni utóhatások is történtek. Frits József újabb Tokaj—hegyaljai kaolin—bentonit kutatási jelentése szerint (1955) ÉÉNy csapású, sárgászöld és vörös karneol—jáspis anyagú hidrokvarcittelérek, 2—20 mm kőzetrésektől 0,5—1,5 m hasadékkitöltésekig terjedőleg, legnagyobb részt a pannóniai emeletben újranyílt töréseken keletkeztek.

A Mecsekhegység

Az alaphegységet körülvevő fedőhegységtagok az alaphegység északi részén, általában észak felé, a déli szegélyen pedig dél felé hajló rétegösszletekkel települtek. Lényegében tehát mindkét oldalon a medenceelőtér felé irányuló monoklinálist formálnak, a helvéti emelettel induló hézagtalan rétegösszlettel. A fiatalabb „stájer s az azt követő" legfiatalabb időkig terjedő mozgások során azonban, az ország valamennyi fedőhegységével szemben, legjobban észlelhető, jelentős települési formaváltozások mutatkoznak; az északi oldalon Ny—K csapású redőhajlatok, a déli oldalon a hegységperemi diszlokációs övben töréses pikkelyeződések és meredeken fölállított rétegösszletek.

A neogén üledékekből fölépített fedőhegység igen jelentős mértékben részt vett ugyan a legfiatalabb időkig terjedő mozgásokban, települési formáiban azonban nem követi az alaphegység vázolt szerkezeti nagyformáit. Rétegösszletei inkább csak K—Ny csapásirányban, területileg simulnak az alaphegységhez s a szerkezeti formák az alaphegység északi és déli oldalán eltérő módon alakultak.

Az alaphegység óstájer epirokinetikus süllyedő mozgása a helvétkezdeti üledékképződésre vezetett, s az andezitvulkánosságban érzékelődik. Az újstájer mozgások további süllyedéssel, a tortonai emelet végén regresszióval érzékelhetők, közelebbről megkülönböztethető formaelemek nélkül. Az északi fedőhegységrészeken gyűrt formaelemek vonulatszerűen is nyomozhatók, különösen ott, ahol a neogén rétegösszletek alaphegységrészletek közé szorultak. Ilyenek nyomozhatók Magyaregregy—Püspökbattyán—Komló—Baranyaszék között, álló redőt formáló helvéti rétegek meredeken álló rétegeivel. Nyugat felé szinklinálisban nyomozhatók, amiben mindinkább fiatalabb tagok vesznek részt a pannóniai emeletig bezárólag. Kelet felé ez a zavargásos öv összefüggésbe hozható a Magyaregregy—nagymányoki alaphegységi pikkelyövnek a helvéti rétegösszletre való reátolódásával, a K—Ny irányú törésvonalak mentén történt többszörös pikkelyeződéssel, s a délre torlódó mozgásnak pannóniai emeletre is kiható voltával. Ez kétségtelenné teszi, hogy a fedőhegység rétegösszlete a legfiatalabb, pannón utáni mozgásban vett részt (rodáni—romániai szakasz), s erős diszlokáltsága ezeknek a mozgásoknak erőteljességét bizonyítja. Ezek az orokinetikus mozgások az alaphegység tagok dél felé irányuló pikkelyeződését hozták létre a fiatalabb rétegekre tolódással. A redőformák tengelye közel Ny—K, a törésvonalak NyDNy—KÉK csapásúak.

Strausz László szerint az itteni „gyűrődés" mértéke és szabályossága változó, nyugatról kelet felé erősebbé válik. Legerősebb „gyűrődés" van Komlótól északra Magyaregregyig, ahol a keleti jura vonulat északabbra előreszökik. A legnagyobb fedőhegységi antiklinális, Magyarhertelend—Egyházbér között, 13 km hosszú, 2—3 km széles, északon meredek, délen lankásabb szárnyakkal. Ehhez csatlakozik egy ugyancsak kelet—nyugati tengelyű, 6 km hosszú, 1—2 km széles teknőalakulat az északi szárnyon meredekebb, 20—30 fokos szarmata rétegek fölött, egészen lankás, diszkordánsan települt pannóniai rétegekkel. Itt a diszlokáció felsőpannon előtti, intrapannon mozgásra utal, ami a déli oldalon, Pécs körül, a pannóniai emelet tagjai közötti diszkordanciában is

érzékelődik. Strausz északkeleten, Kisvaszarnál a pannóniai rétegeket is a „gyűrődésben" részt vetteknek találta. A hegység nyugati végződésében, az északi oldalon a pannóniai rétegek zavartalanok, az alattuk levő triász alaphegységgel együtt csak kiemelkedés és térszínalakító bevágódások történtek.

A hegység déli oldalán, a fedőhegységi rétegösszlet települése alapvonásában szintén monoklinális, dél felé hajló. A peremeken azonban igen erőteljes zavargások, az említett diszlokációs övben a legfiatalabb s egyben a legnagyobb, jól észlelhető mozgásokat mutatják. Pécsett, az említett töréses pikkelyeződésben a szarmata és pannóniai rétegek is részt vettek. Vitális István a pécsi Alsómakár úti triász mészkőpikkelynek a pannóniai rétegekre tolódási síkjában, diszlokációs breccsiában *Congeria rhomboidea*-t talált. Ez a mozgás tehát felsőpannóniai emelet utáni lehet. A Havihegyen és a Kasszián telepen, a szarmata magvú boltozat a Széchényi-akna felé pannóniai rétegekkel kitöltött teknővel mutatkozik, Nagypallnál Ny—K csapású boltozat van. A pannóniai rétegösszletben említett föltűnő diszkordancia és a pécsváradi országút mentén húzódó diszlokációs övben a rétegek 60—70 fokos kiemeltsége, a szarmata rétegek hasonló fölállított helyzete Pécsvárad előtt, és nyugatra a pécsi országúton, a fiatal mozgások igen erőteljes voltát igazolják a gránitvonulat és a mezozóos alaphegység összetorlódási övében. A helvéti, tortonai, szarmata és pannóniai rétegösszletek zavart települését és meredeken fölállított, sőt átbuktatott helyzetét Böckh János részletesen jellemezte az északról délre bevágódott szabolcsi árok rétegsorában, valamint a régi Schroll-akna mellett.

A gránitalaphegység legnagyobb részt lepusztult fedőhegységi része, Fazekasboda—Geresd—Feked körül, kisebb mértékben a mezozóos alaphegység fedőhegységének települését mutatja, a gránitvonulat északi szegélyén északra, délen pedig dél felé hajló rétegekkel. Nagy vonásokban a gránit miocén előtti tönkfelületéhez simuló lapos boltozatot formálnak, amit a gránittömeg pannón utáni kiemelkedésével hozhatunk kapcsolatba. Ehhez igazodó kisebb undulációk is megállapíthatók a jellemző törésirányokkal is.

A Mecsekhegység fedőhegysége a legfiatalabb pannóniai rétegekkel, a hegységtől távolabb, minden oldalon medencealakulatokba megy át, pleisztocén és holocén üledékek alatt. A pannóniai rétegek itt lankásan kifelé hajlók vagy csaknem vízszintesek. Nyilvánvaló tehát, hogy az említett zavart szerkezeti formák csak a hegységen belül, főként annak peremi részein mutatkoznak ; kétségtelenül a hegységnek legerősebb mozgásokkal igénybe vett részein, a hegység különböző részeiben az eltérő alaphegységszerkezet különböző mozgatottságához idomuló települési móddal. A fedőhegységi rétegösszleteknek ilyen szerkezete oldalnyomásból eredő alakulás lehet, de csakis kisebb területrészekre szorítkozó, helyi alakulás, redőalakulataiban nagyobb mélységre nem terjedhet a megtorlódáshoz igazodó ráncolódás. A déli oldalon a megtorlódás a töréses övben még nyilvánvalóbb és a hajlításos forma alárendeltebb. Ilyen szerkezeti alakulás a medencealjzaton egyenlőtlenül kiemelkedő alaphegységrészek mentén is várható.

A gránitvonulat lepusztított fedőhegységalakulásának esetleges boltozatjellege más megítélést igényel. Ez nem oldalnyomásból, hanem egyenlőtlen kiemelkedettséghez alkalmazkodó rétegterheléses nyomásból ered, tehát mindenképpen függőleges irányban ható (epirokinetikus) erő eredménye. Ennek megfelelőleg, nagyobb vastagságú üledékösszletben fölfelé kiegyenlítődhetik, a rétegösszlet egész vastagságában nem érzékelődik.

Wein utal arra, hogy az ausztriai orokinetikus hatások az alaphegységi rétegösszleteket még mozgékonyabb állapotban, mélyebb helyzetben érték, ezért gyűrődésben nyilvánultak. Szerinte az ausztriai és részben az attikai mozgások ÉNy-ra irányulók. A rodáni mozgások a már merevebb kőzetösszletekben csak kisebb mélységig terjedően hatottak, s a dél felé irányuló erős pikkelyeződések a lágyabb kőzetösszletek kipréselődésével, a merevebb kőzetek törései mentén érvényesültek.

A Villányi—Harsányi vonulat

Szigethegységként áll ki a síksági térszínből. Fedőhegysége nincs, környezete medencealakulatnak felel meg, amit STRAUSZ a pannóniai emeletben már valószínűleg számottevő kimozdulás nélküli teknőnek minősít. Bár ezen a részen még mélyfúrási adataink nincsenek, kétségtelen, hogy a pannóniai emeletben itt tartósan süllyedő terület volt, a kiemelkedő részek erős lepusztításával (morfogenezis) és folyamatos pannóniai üledékképződéssel. A medencealjzat Pécs és Villány között részben gránitvonulat s ahhoz délen csatlakozó mezozóikum. Középsőmiocénbeli üledékfoszlányok és partvonaljelző fúrókagylónyomok észlelhetők rajta. Téves IFJ. LÓCZY LAJOSnak az az adata, hogy a villányi pikkelyben a jura tagok és a triász között „mediterrán" homokkő iktatódik közbe, amelyre a jura reátolódottnak látszik. Ez a homok és homokkő ugyanis a bath emelet transzgressziós alaprétegének bizonyult.

A délbaranyai síkságból a jugoszláviai területen húzódó Bán—battinai tortonai rétegekből álló vonulat arra utal, hogy az egész területrész a tortonai emeletig szárazföld volt. Ugyanitt a tortonai rétegeket harántoló K—Ny irányú piroxénandezit állótelér, fiatalabb dilatációs kéregmozgásra utal, ami a Villányi pikkelyvonulat hasonló, kalcittal kitöltött hasadékaival való egyezőség esetén pleisztocén előtti, pliocén korú lehet. Vagyis, a Villányi hegység ilyen irányú töréses mozgásai ezen az alapon is valószínűsíthetők.

A FEDŐHEGYSÉGEK SZERKEZETÉNEK ÖSSZEFOGLALÁSA

Fedőhegységeink szerkezeti jellege az alaphegységekhez való viszonyuk szerint alakul. Az együttmozgás különösen jól szemlélhető ott, ahol a legfiatalabb mozgások nagyon erőteljesek voltak (Mecsekhegység). Medenceperemi vagy epikontinentális, szigettengeri üledékeik geoszinklinális jellegű mozgást, tehát határozott orokinezist, irányított gyűrődést nem valószínűsítenek. Eddigi vizsgálataink szerint, helyenként különböző irányú, enyhe réteghullámok kimutathatók, de a törések ezeket föltagolják, legtöbbször fölismerhetetlenné teszik. Az esetleg ellenkező irányú dűlési adatok nem mindig jeleznek redőalakulatot. Az ország területi helyzete szerint, az alpi mozgások megfelelő szakaszai többé-kevésbé megállapíthatók ugyan, de a fedőhegységekben is főként törésekkel megszabdalt, alaphegységi röghegység szerkezetet újabb vetődésekkel fokozták. A megismétlődő mozgások legtöbbször elkülöníthetetlenek. A mozgások időrendje valamennyi fedőhegységben egyezőnek vehető, de a mozgások módjában és részleteiben eltérések vannak; legtöbbször nem orogén, hanem süllyedő—emelkedő szinepirogén mozgások.

A MEDENCEALAKULATOK SZERKEZETE

Az alaphegységek és fedőhegységek közvetlen megfigyelésre többékevésbé hozzáférhető részeivel szemben, a medencealakulatok fölépítése és azok szerkezete csak mélyfúrások útján vizsgálható. A fedőhegységbeli fiatal képződmények lankás településéből, s a medencék felé hajló rétegeiből adódott az a régebbi elgondolás, hogy a medencék fiatal feltöltődései zavartalan településűek. Továbbmenőleg voltak olyan régi szemléletek is, hogy a hegységképződési mozgalmak itt a kréta időszak végén befejeződtek. Az utóbbi, ebben

az értelmezésben sem jelenti a szerkezeti mozgások megszűnését, csak a gyűrődésben megnyilvánuló, szorosabb értelemben vett orogén mozgásokét. Fiatalkori, pannon utáni, töréses jellegű mozgások jelenlétét, elszigetelt módon, félévszázad óta ismertünk, ezeknek a fiatal mozgásoknak nagy, általános törvényszerű jelentőségét, azonban csak a legújabb idők hegységszerkezeti vizsgálatai igazolták, és kihatásaik különösen a korszerű geomorfológiai (morfogenetikai) vizsgálatokban érvényesülnek.

Negyedszázaddal ezelőtt, még elérhetetlen vágy volt medencealakulatainknak kétezer métert meghaladó mélységig terjedő tudományos megismerése, és ismeretlen volt azok belsejében a pannóniai üledékek ugyanilyen, sőt ezt meghaladó nagy vastagsága. Érthető tehát, hogy medenceüledékeink szerkezetére vonatkozóan mindmáig le nem zárult heves viták voltak. A kérdés lényege abban foglalható össze, hogy ezeknek a nagy vastagságú üledékösszleteknek kétségtelenül meglevő nagyon enyhén hajlításos formaelemei egyetemleges, oldalnyomásból származó redővonulatokként gyűrődöttek-e, avagy töréses jellegűek, s a medencealakulatok valóságos geoszinklinálisként az Alpidák harmadik, egyenértékű orogén övének tekinthetők-e. A kérdés vizsgálata a tektonika legnagyobb gondolati következtetéseibe, a hegységképződés korszerű szemléletébe kapcsolódik.

Medencealakulataink szerkezetére vonatkozóan, általánosan elfogadott megállapítás volt, hogy azok helyén, különösen a Nagyalföldre vonatkozóan, egységes tömb (Tisia) helyezkedett el, ami a kréta időszaktól kezdve részleges földarabolódással fokozatosan süllyedt le, helyet adva a különböző időszakok üledékképződéseinek. A süllyedés a miocénben, a belső vulkáni öv vulkanizmusával egy időben vált teljessé, s e régebbi elgondolás szerint a fedőhegység neogén összletei egyetemlegesen kitöltik a Magyar medencét. Egységes alföldi szárazulati tömb létezése Mojsisovics és Pompeckj múlt század kilencvenes éveiben történt ősföldrajzi megállapításaiban gyökerezik. Ők itt a balkáni Rhodope masszívummal összefüggő „Keleti szárazföldet" (Orientalisches Festland) jeleztek a triász és a liász időszakban. Id. Lóczy tektonikai értelemben számos tanulmányban továbbfejlesztette ezt a gondolatot, s részleges tengerelöntésekkel magyarázta hegységeink alakulását. Prinz Gyula még nagyobb tektonikai szerepet tulajdonított ennek az általa „Tisia" névvel jelölt központi masszívumnak, amely szerinte a Kárpátok formálására is irányítólag kihatott.

A mélyfúrások szolgáltatta adatokból kitűnt, hogy a medencék alján nemcsak kristályos tömeg, hanem a megfelelő külszíni mezozóos alaphegység triász, jura, sőt kréta időszaki tagozatai is megtalálhatók, tehát különböző időben mélybesüllyedt, szétdarabolt és különböző mélységbe került, egykori összefüggő öves—pásztás elrendezésű medencealjzattal kell számolnunk, diszlokációs szerkezeti határokkal. A medenceüledékekre vonatkozólag is kitűnt, hogy a különböző medencerészekben nem mindig azonos rétegsorrend mutatkozik, s legszembeötlőbb különbségként a pannóniai rétegeknek közvetlenül a megfelelő medencefenékre való települése észlelhető. Ebből következik, hogy az egykori kristályos vagy mezozóos szárazulat nem egyveretű szerkezet, és a maga egészében nem egyszerre, hanem valóban különböző időben, részletekben süllyedt alá.

A pannóniai rétegek nagy vastagsága állandóan süllyedő kratoszinklinális jellegű üledékgyűjtőt jelez, amit ha az alpi—kárpáti, attikai—rodáni gyűrődési szakaszokkal egykorúsítunk is, mindenképpen csak szinorogenetikus, azaz orogén időszakban végbement, túlnyomólag süllyedő (epirogén) mozgás. Az esetleg kimutatható felsőpliocén (levantei) összlet, sőt a pleisztocén is legtöbbször nagy vastagságú, a megfelelő helyen további süllyedő medencében történt üledékképződést jelez, tehát ugyancsak epirogén mozgások eredménye. A medenceképződésnek ezek a mozgási jelenségei magukban véve is kizárják tehát az orogén jellegű fölgyűrődést, időben és térben egyaránt. A medencék fiatalkorú rétegösszleteiben észlelt, megállapított vagy föltételezett különböző

tengelyű enyhe réteghajlatok, boltozatok vagy teknőalakulatok semmiképpen sem minősíthetők hegységképződéses (orokinetikus) gyűrődési folyamatnak, hanem túlnyomólag a medenceperemek, főként azonban a medencefenék térszíni alakulásához simuló, süllyedési folyamat közben történt rétegterheléses, hozzáidomulásos ülepedési jelenségek; földarabolt, egyenlőtlenül mozgott, eltemetett tönkhegységrészekkel (buried hills).

A Pannóniai medence

A Pannóniai medence fogalma a Dunántúl egészét jelenti, ami azonban a felszíni hegységvonulatokkal különböző részekre tagolódik.

A medencealakulatokban lemélyített fúrások több helyen elérték a medencealjzatot, s ott a legközelebbi felszíni kristályos vagy mezozóos alaphegységgel egyező földtani képződmények kőzetanyagát találták. Így azt látjuk, hogy a Dunántúlon, a Sopron megyei Mihályi határában levő fúrások fillitet, kloritos fillitet és kvarcitot értek, ami a Kőszeg—Soproni kristályos alaphegységnek a pannóniai rétegösszletek alatt, Győrig terjedő jelenlétét valószínűsíti. Id. Lóczy szerint „párhuzamosan a Bakony vezérvonalával, a nagy harmadkori medencének nyugati részében egy elsüllyedt hegység romjai rejtőzködnek a pannóniai—pontusi rétegek alatt".

A délzalai olajterületen ugyancsak kristályos alapkőzetet észleltek, ami Inke, Görgeteg, Kaposvár vidékén mutatkozott homokos agyagpalával és jellegzetes szerpentinnel, úgyhogy a Balatonmenti kristályos vonulatig terjedően összefüggő, egységes, átalakult kristályos, ópaleozóos aljzatra következtethetünk. Kőzetkifejlődési (litofácies) különbségeik összetorlódott különböző pikkelyekre utalnak. A Bakony tengelyében, Salomvár, Hahót, Lispe körüli fúrások triász jellegű mészkő és dolomit kőzetekbe jutottak, amiből a bakonyi mezozóos alaphegységnek folytatását valószínűsítjük.

A somogymegyei Igal község melletti régebbi fúrásban elért durva gránit, kvarcit, kvarcporfir kavics és törmelékes, helvéti emeletbe sorolható képződmények a mecseki kifejlődéssel azonosíthatók; alatta valószínű kristályos aljzattal. Földvári nyomán az igali mélyfúrásban elért féligkristályos mészkövet a Szabadbattyán—polgárdi paleozóos kristályos mészkővel azonosnak vehetjük. Ezzel ez a mészkőlelet a Balatontól Kaposvárig az eddigi mélyfúrásokkal valószínűsíthető kristályos vonulatrészekhez tartozik, ami a medencealjzati övekben csak térbeli határeltolódást jelent.

A medenceüledékek kifejlődésében az eddigi adatok szerint föltűnő ellentétként mutatkozik az a tény, hogy a Kisalföldön Mihályi mellett, a geofizikai maximum közepén, csak pannóniai üledékek vannak, közvetlenül az átalakult ópaleozóos fillit, kvarcit és kloritos kristályos kőzetekre települt, transzgressziós törmelékes rétegekkel. A maximum keleti szárnyán levő 2. és 3. fúrásban ugyancsak alsópannóniai rétegek, szintén közvetlenül településnek a kristályos aljzatra. A maximum északi végén, az elsőtől 27 km távolságban levő 4. sz. fúrásban már vékony szarmata márga is mutatkozott, a maximum déli részén levő 5. sz. fúrás pedig, valamennyinél magasabb helyzetben, 1460 m mélységben elért kristályos alapon 7 m vastag tortonai lajtamészkövet ért az alsópannóniai összlet alatt.

Mindez arra mutat, hogy *1.* a Kisalföld medencealjzata a mélyfúrások körzetében, a pannóniai transzgressziót megelőzőleg, már régebbi mozgásokkal, törésekkel egyenlőtlenül szabdalt terület. *2.* Sem a középsőmiocénben (helvéti—tortonai emelet), még kevésbé a felsőmiocénben (szarmata emelet) nem volt egyetemlegesen tengerrel borítva. Csak szigettenger vagy szerkezeti irányok szerint alakult öbölnyúlványokat formáló tenger lehetett. *3.* A pannóniai beltenger általános süllyedéssel történt folyamatos üledékképződése során, állandóan és ugyancsak egyenlőtlenül mozgó medencealjzaton, a pannóniai üledékképződéssel egyidejűleg üledéklepusztítás is történt. *4.* Kertai György helyes megállapítása, hogy ezek az egymástól nagy távolságban levő fúrások a gravitációs és a szeizmikus maximumok medenceüledékeinek települési módját nem tisztázhatják. Gyakorlatilag tehát a szerkezetileg tagolt medencealjzat, a medenceüledékek települési viszonyainak közelebbi megismerésére, igen sok mélyfúrást igényel. A Balatoni és Mecseki vonulat közötti medencerészben és a délzalai mélyfúrásokban csaknem mindenütt kimutathatók a középsőmiocén helvéti—tortonai rétegek, a szarmata és a pannóniai emelet

képződményeivel együtt. Ez az ellentét annál feltűnőbb, mert a Bakonyhegység előterében a fedőhegység teljesebb sorozattal van képviselve, mint a Mecsekhegységben, s így annak medencebeli folytatása is joggal várható volna. Úgy látszik, mintha a Dunántúli Magyar Középhegység északnyugati előterében emelkedett kristályos alaphegységvonulat központi része egészében csak a pannóniai emeletben süllyedt volna alá, s megelőzőleg csak a peremi pásztákra szorítkozó neogén öbölképződmények voltak. Erre utal bizonyos mértékig az a tény, hogy a bakonyi nagykiterjedésű középső- és felsőmiocén durva kavicsrétegek anyaga túlnyomólag az északi kristályos vonulatból származtatható terrigén törmelék.

A délzalai területen vannak azonban olyan medencerészek is, ahol a mélyfúrási adatok szerint az alsópannóniai rétegösszletek, a mélyebb miocén tagok hiányával, közvetlenül a medencealjzatra települnek. Egyik kilimáni fúrásban (4. sz.) az ottani medencealji magasrögben, 603 m mélységben, közvetlenül felsőpannóniai rétegek alatt érték el a valószínűleg triász dolomitos mészkövet. A többi fúrásban alsópannóniai rétegek is voltak, s azok alatt 708, 870, 542, 513 m mélységben mutatkozott a triász dolomitos mészkő. A 3. sz. fúrás szerint pedig 1097 m-ben, esetleg a verfeni rétegekhez tartozó kvarcit és kalciteres zöldkő van. A hahóti terület kiemeltebb részén a H. 4. fúrás a pannóniai rétegek alatt tűzkőbreccsiát és triász mészkövet ért. Viszont a hahóti tetőponton, Pusztamagyaródon lemélyített fúrás 1992 m mélységben, a balatonmelléki kristályos vonulat csapásában, gránitba jutott. A kaposvári fúrásban a felsőpannóniai rétegek alapkonglomerátummal települnek a mezozónás, átalakult kloritos—szericites palaösszletre. Szigetváron ugyanígy 700 m körül epizónás kvarcitos fillitre.

Ezek az adatok arra utalnak, hogy a dunántúli medenceüledék szerkezeti alakulását a mélyfúrások képződményeinek, s különösen az elért medencealjzat kifejlődésének mélységi adatai szerint is legföljebb csak morfogenetikailag lehet megközelítőleg megállapítani. A geofizikai vizsgálatok magukban semmiképpen nem adják a medenceüledékek hegységszerkezeti (orogenetikus) fölépítését. A nehézségerő vizsgálatok csak tömegeloszlásra utalhatnak, ami semmiképpen sem jelentheti a medenceüledékek elrendeződését és szerkezeti formálódását. A szeizmikus vizsgálatok a medencealjzat alakulásáról s a medence fölépítésében résztvevő szilárdabb vagy lazább rétegösszleteknek helyzetéről adnak képet. Valamennyi vizsgálati mód együttes földtani értékelésére van szükség tehát, hogy a mélyfúrási adatok alapján a szerkezeti fölépítés megállapítható legyen.

Strausz szerint, a geofizikai mérések a Dunántúl területének nagy részén a mélyben elfödött hegységrészeket mutattak ki. A medenceüledékek ezekhez hozzásimulhattak. A medenceüledékösszletben jelentős törésekre utaló közvetlen adatok nincsenek. Az ismertetett adatok a fiatal medenceösszlet egészére nézve nem nagy szerepűek. A mélységi adatok pedig csak közvetett értékűek. Egyedül a buzsáki fúrások zavart rétegsora mutat jelentékeny diszlokációs övre, amit az alábbiakban értékelünk. Figyelemre méltó, hogy egyes délzalai olajmezőn végzett részletes szelvényezéssel, a pannóniai rétegek azonosításával kisebbmérvű, közel függőleges sík mentén történt elmozdulások, rétegkiékelődések, esetleg vízalatti üledékcsúszások voltak kimutathatók. Ezek többnyire helyi jelenségek, a törések is csak egyes rétegszakaszokra szorítkozók, fölszínig nem hatolók. Végeredményben azonban az intrapannon mozgások medencebeli eredményeit jól mutatják.

A déldunántúli olajterületen a szarmata—pannóniai üledékek rétegtani folytonossága mellett, a produktív területen K—Ny csapású, enyhe boltozatvonulatokat mutattak ki. Ezek is az üledékképződés folyamata közben függőleges (süllyedő) irányú epirogén (szinorogén) kéregmozgások eredményei. Az így keletkezett enyhe redővonulatok az üledékösszlet mélyebb részein erősebbek, a felsőbb rétegekben ellaposodók. A tektonizmus mai orogeoszinklinális szemlélete szerint kezdetleges, embrionális redőzésnek volnának minősíthetők. A Pannóniai medence azonban a kratogén kéregrész epikontinentális mozgékony küszöbterülete, ami az alpi orogén közti helyzetében, a pannóniai

emeletre eső minden hegységképző mozgási szakaszban, az oldalnyomásra is mindig csak süllyedő—emelkedő (epirokinetikus) mozgással reagált. Ez a mozgás a medenceüledékek összletére, egészben véve, szerkezettartó. Epirogenetikus tehát a közbeeső orogén időszakokra kiterjedőleg is, de mégsem STILLE értelmezése szerinti szinorogén, sem nem szinepirogén. A helyenként mutatkozó szerkezeti alakulások, a régebbi formákhoz történt hozzáidomulásból és rétegterhelésből eredhetnek. Ennek a szerkezetalakulásnak ideje kétségtelenül szintén intrapannóniai (rodáni) lehet, s a mélyebb rétegekben megállapítható erősebb formaváltozás diszharmonikus szerkezetalakulást jelent, de lehet a mozgások mértékéből, ellanyhulásából eredő különbség is.

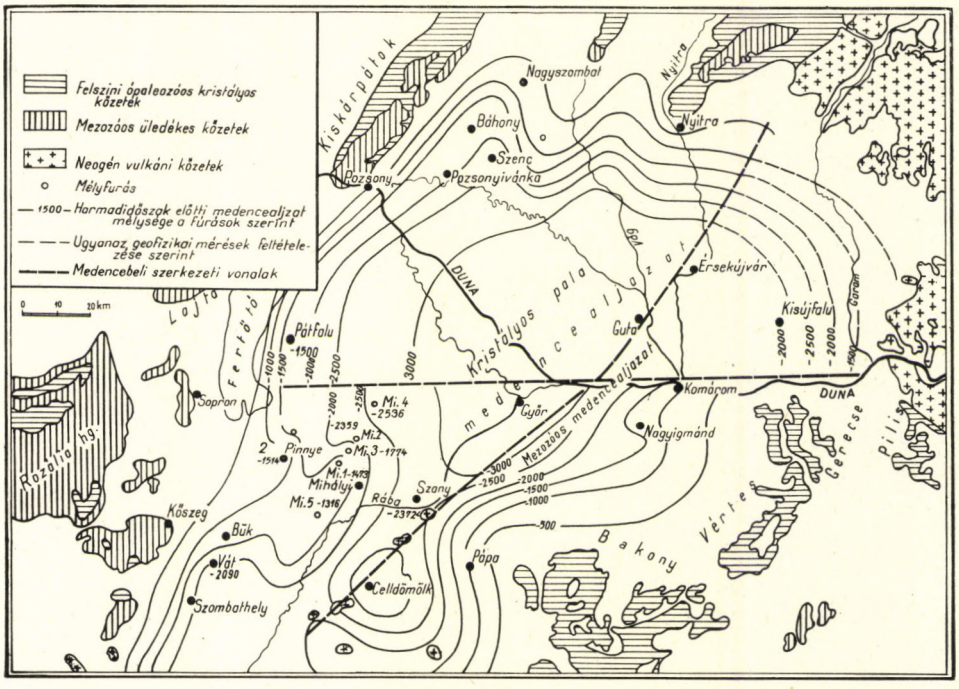
Ugyanezek a mozgások a fedőhegységekben s a medenceperemeken csak többé-kevésbé erőteljes törésekben és reátolódásokban érvényesültek, ami a süllyedéssel járó összeszorulásból és a merevebb keretek ellenhatásából adódik. A dunántúli medencerészletekben a délzalaival azonos szerkezetet föltételezve, tehát a medencealakulat alsóbb rétegeiben enyhe réteghullámok általános lehetőségeivel számolva sem gondolhatunk itt alpi jellegű, még kevésbé alpi méretű orokinetikus gyűrődési folyamatra, hanem csak annak üledékképződés közbeni kezdeti jelenségeire.

A Pannóniai medence szerkezeti alakulására vonatkozó eddigi adataink főként a délzalai olajterületre vonatkoznak. Ezek általánosításra távolról sem elégségesek. Mégis a medenceperemi, különösen pedig a mecsekhegységi fedőhegység szerkezetének megismerése bizonyos párhuzamosításra följogosít. A medencealjzat alakulása és részleteiben még nem ismert mozgási módja szerint a medenceüledékek mélyszerkezetében általában háromféle szerkezeti formát várhatunk. *1.* Mélyrögök peremével igazodó, annak csapása szerint alakult föltorlódásos, monoklinális rétegfölhajlások. *2.* Viszonylag kiemelkedettebb magasrögök felszínéhez simuló rétegterheléses települési formák. Ezek lehetnek szélesebb vagy keskenyebb, hosszanti, boltozat jellegű vonulatok, vagy lehetnek rövidebb tengelyű brachiantiklinálisok is. A közbeeső részeken megfelelő teknőszerű alakulatok. *3.* Az intrapannóniai mozgásokból származó, a medenceüledékek alsó tagozatában mutatkozó, összenyomódásból eredő enyhe redők, amelyek a felső tagozatban elsimulnak. Ez határozottan föltételezi az alsó- és felsőpannóniai rétegösszlet közötti diszkordanciát, ami többékevésbé jól észlelhető a felszíni föltárásokban.

Az első esetet a medenceszegélyeken a fedőhegységtagok szemléltetik, legjobban a Mecsekhegység déli peremén. A másodikat a mecsekhegységi gránitvonulat fedőhegységi településével, a harmadikat pedig a Mecsekhegység északi fedőhegységvonulatának ismertetett szerkezeti alakulásával példázhatjuk. Mozgásmechanizmusuk is a Mecsekhegységre vonatkozó ismertetés szerint történhetett. A Pannóniai medence földtani szerkezetében a medencealjzat kifejlődésének ismerete szerint kristályos vonulatoknak mezozóos vonulatokkal váltakozó öveit találjuk. Ezek többszöri ismétlődéssel, északról történt erőhatásból, majd a fiatalabb időszakokban mindinkább fokozódó déli ellenhatásból összetorlódtak, s a régibb varisztid és újabb alpid mozgások szerint részleteikben is eltérő szerkezeti elemeket mutatnak. A merev táblák különösen a fiatalabb mozgási időszakokban már kialakult térhiány miatt rögökre, pikkelyekre töredeztek. A medencealakulatok szerkezeti mozgásai túlnyomólag epirogenetikus, függőleges irányzatúak.

A Pannóniai medence Dunántúli Magyar Középhegység vonulatával elválasztott északnyugati részének, a Kisalföldnek medenceszerkezetét, az

eddigi magyar és a határon túli mélyfúrások adatainak tekintetbevételével, Kőrössy László ismertette. Megállapításai szerint a Kisalföld medencéje egy északnyugati, határmenti kristályos képződmény aljzatú és egy mezozóos vonulat aljzatú részre tagolódik. Az előbbi a határmenti Sopron és Kőszeg vidéki ópaleozóos átalakult kristályos alaphegységhez, az utóbbi a Dunántúli Magyar Középhegységhez csatlakozik. A két rész Győr—Celldömölk között valószínűsített szerkezeti vonal mentén érintkezik, a helvéti—tortonai vulkánosság nyomaival. A két medencerész fedőhegységi, illetve medenceképződ-



196. ábra. A Kisalföld medencealjzata (Kőrössy L. nyomán)

ményei is különbözők. Epirokinetikus kéregmozgásban is eltérők. A délkeleti medencerész medencealjzatában a süllyedés során keletkezett üledékképződés már a larami mozgási szakaszt követően kimutatható, míg az északnyugati rész csak a stájer mozgási szakasz nyomán kezdett süllyedni. A medenceképződés merevebb törési síkok mentén, szakaszos süllyedéssel ment végbe. A Kisalföld két medencerészének különböző mértékű szerkezeti mozgásai a medenceüledékek különböző vastagságával jelzett, eltérő morfotektonikai alakulást hoztak létre. A süllyedés mértékét Kőrössy üledékvastagsági térképe szemlélteti (196. ábra). Az említett szerkezeti vonalon kívül Kőrössy még egy Ny—K irányú törésvonalat is valószínűsít a Duna vonalában, amit geofizikai megfontolások alapján Scheffer Viktor is kimutatott. Ettől a szerkezeti vonaltól északra, a Kisalföld országhatáron túli részén, a tortonai—szarmata rétegösszletek nagyobb vastagságúak; a magyar részen csak kisebb mérvű, partszegélyi képződmények, valószínűleg nem is egyetemleges tenger-

elborítással, hanem helyenként kiemelkedett szigetekkel. A pannóniai emeletben az egész Kisalföldön általános tengerelöntéssel, közel azonos méretű üledékképződés volt.

A mozgások a Kisalföld nagyvastagságú medenceképződményeiben, a legújabb időkig megismétlődött törésekkel mutatkoznak, epirokinetikus jelleggel, legnagyobb részt a süllyedéssel lépést tartó üledékképződéssel, csaknem kizárólag észak felől történt üledékanyag szállítással. A medenceüledékekben gyűrődésre utaló nyomok nincsenek.

KERTAI GYÖRGY a magyarországi kőolajkutatások alapján végzett tanulmányában a Pannóniai medencében *1.* a délnyugati mio-pliocén medencerészt és annak mezozóos keretét, *2.* az északdunántúli neogén részt (Kisalföld), *3.* délkeleti ópaleozóos aljzatú neogént s attól északra, a Balaton és Duna közötti területrészt különböztette meg. Megszerkesztette a szarmata utáni medenceképződmények vastagsági térképét (212. ábra). Fölismerése szerint a medencealjzati képződmények határvonalai nem a nagy ÉK—DNy szerkezeti főirány szerinti öves elrendezésűek, hanem a pannóniai rétegösszletek vastagságával jelzett besüllyedések. Ez a kétségtelenül helytálló fölismerés nem számol azonban azzal az időbeli ténnyel, hogy a fiatalkorú törésekkel fölszabdalt süllyedékek morfotektonikai alakulatok, amelyek a medencealjzat kifejlődésének szerkezeti térbeliségét területileg csak alárendelt mértékben, kisebb-nagyobb vízszintes eltolódásokkal változtatták meg. A létrehozott mélységkülönbségek főként fenéktérszínalakulást, domborzati különbségeket jeleznek. Ezt igazolja többek között a kisalföldi Rába-vonal, valamint az a régebbi adatok szerinti megállapítás, hogy a paleozóos—mezozóos vonulatrészek összefüggően, azonos kifejlődéssel nem húzódnak a Pannóniai medencéből a Nagyalföldön át.

KERTAI szerint „a mezozóos és paleozóos egységek felszínen ismert határvonalait csak erőltetve lehet az ÉK—DNy-i határvonalak rendjébe szorítani". Mert szerinte más a mecsekhegységi perm—mezozóikum és gránit közötti határ, más a balatonfelvidéki—bakonyi, valamint a bükkhegységi mezozóos—paleozóos határ. Ez valóban így is van többé-kevésbé. De az összehasonlítás figyelmen kívül hagyja, hogy ezek a hegységrészek szerkezeti fölépítésben sem egyeznek, vonulatrészeik csapásirányai is ezért eltérők. Nagyszerkezeti szintézisben mégis varisztid alapirányokban, nem pedig „szabálytalan sokszögekből álló sakktábla szerinti elrendeződésben" foglalnak helyet. Ezt bizonyítja KERTAI megállapítása, miszerint „A Kisalföldön végighúzódó legmélyebb öv az alpi kristályos tömeget és annak Mihályiban eltemetett vonulatát választja el a Középhegység (szerintem részben ugyancsak eltemetett) mezozóos képződményeitől".

DUBAY LÁSZLÓ a Dunántúl délnyugati részének neogén rétegeire vonatkozó egyik kéziratos jelentésében, a Kisalföldtől eltekintve, a Pannóniai medencében szerkezeti és fejlődéstörténeti alapon *1.* északzalai, *2.* délzalai, *3.* északsomogyi, *4.* délsomogyi medencerészeket különböztet meg.

1. Az északzalai medencerész aljzata a balatonmenti—bakonyi ópaleozóos fillit és a perm—mezozóos alaphegységvonulat mélységi folytatása. Medencetölteléke tortonai—szarmata és pannóniai rétegösszlet. Candorbulinás—glaukonitos tortonai rétegei halmaradványos palás agyagrétegekkel, üledékfolytonossággal mennek át a szarmata hasonló rétegeibe, okkersárga konkréciókkal és nubeculáriás mészkővel (50—70 m). Fölötte szilikoplacentinás alsópannóniai (700 m), majd felsőpannóniai rétegösszlet (1100—1200 m) van.

2. Karád—buzsáki mélyfúrásokban fölállított rétegekkel észlelt zavargásos öv mentén a Balaton déli előtere dél felé reátolódott a Kaposvárig terjedő prekambrium—ópaleozóos—karbon képződményekből álló vonulatra. Gyüredezett szoliflukciós tortonai rétegekkel és szarmata—pannóniai üledékfolytonossággal. Szerkezetileg gyűrt redővonulatok, kelet felé ellaposodó budafai nagyboltozattal, kisebb brachiantiklinálisokra tagolódással. A szávai redők folytatásának mirősülő szerkezeti elemek az északi reátolódásos öv felől történt erőhatásra utalnak (Lovászi, Vétyem, Újfalu, Oltárc, Budafa).

3. Az északsomogyi medencerész a Bakonyhegység déli peremével, illetőleg a Balaton előterében levő nagyszerkezeti övvel van határolva, fillit és ópaleozóos aljzattal (Karád, Buzsák, Balatonföldvár, Siófok). Déli határa a valószínűleg ópaleozóos kristályos övre való reátolódás, ami a délalpi torlódás övével és irányával azonosítható hatalmas kéregszerkezeti elem. Medencetölteléke helvéti édesvízi—szárazulati összlet, helyenként 500 métert meghaladó vastagsággal, többszáz méter vastag riolittufaösszlettel. Tortonai lithothamniumos—candorbulinás rétegek, szarmata, oolitos, homokos mészkőkifejlődés (100 m) és pannóniai rétegösszlettel, ami az inkei boltozat nyugati szárnyán közel 3000 m vastag, a Pannóniai medence legnagyobb mérvű süllyedékét jelzi. A medenceüledékek szerkezete az epirokinetikus mozgásból eredő települt, rétegterheléses alakulatokat mutatja.

4. A délsomogyi medencerész aljzata merev, valószínűleg prekambriumi átalakult, kristályos kőzetekkel, csak a pannóniai emeletben indult epirokinetikus nagyobb süllyedéssel. Tortonai rétegek csak egyes mélyfúrásokban (Görgeteg, Babócsa) mutatkoztak, a szarmata emelet eddig még nem volt kimutatható. A pannóniai rétegösszlet a medenceközépen közvetlenül a kristályos aljzaton vagy a tortonai rétegeken települ, a peremek felé később érkezett transzgresszióval. Levantei emelettel azonosított, 400 m vastagságot is elérő, kavicsos—törmelékes agyagos rétegek a szlavóniai kapcsolatra utalnak. Szerkezetileg rétegterheléses alakulatok vannak.

A földtani megállapításokat jól alátámasztják és kiegészítik a geofizikai vizsgálatok, amelyeket első ízben VAJK RAUL, majd mindenre kiterjedően SCHEFFER—KÁNTÁS foglaltak össze. Újabban SCHEFFER tanulmányai távolabbi geofizikai vonatkozásokat is jelölnek. Az utóbbiak regionális geofizikai megállapításaiból megemlítjük, hogy a „Dunántúl gravitációs képe elsősorban a mezozóos vonulatok hatását tükrözi vissza". Ezt azzal magyarázzák, hogy a felszínen levő mezozóos hegységek hatásán kívül a medencealjzatban a mezozóikum általában magasabban, tehát viszonylag kisebb mélységben található. „A mágneses képet a mezozóos kőzetek tömegei nem befolyásolják". Annál figyelemre méltóbb, hogy mágneses rendellenességek alapján a Dunántúlon DNy—ÉK irányban, Zirc felé s azon túl tovább ÉK felé a Börzsönyhegységig viszonylag nagyobb mélységben levő, tehát mélyedésnek megfelelő kristályos pala-mélyvonulatra következtetnek. Ez megfelel a földtanilag valószínűsített kisalföldi mélyvonulatnak. A kisalföldivel azonos mágneses jelenségek mutatkoznak a Váli völgy—Csepel sziget és a Sárrét területén, ahol ugyancsak kristályos vonulatot valószínűsíthetünk.

Föltűnő, hogy a geofizikai eredmények a Kisalföldön a Börzsönytől nyugatra kiinduló, a Csallóközön át az ország nyugati részén, Kőszegtől délre, a Bacherhegységig húzódó egységes miocén andezitvonulatot mutattak ki. Ezt a mélységi vulkáni vonulatot a szanyi mélyfúrásban több szintben különleges vulkanitképződményekkel határolták. SCHEFFER—KÁNTÁS térképvázlata szerint a kisalföldi kristályos vonulat területére esik. A szanyi fúrás igazolta azt a valószínűsítést, hogy a kristályos vonulat belső határán, a bakonyi mezozóos vonulat felé eső részen foglal helyet. Földtani helyzete tehát a Börzsönyhegységével azonos módon, a kristályos aljzaton keresztültört vulkánosságot jelez. Ez a Pannóniai medence felé a kárpáti belső vulkáni öv helyzetének felel meg, s így nyugat felé a Kőszeg körüli paleozóos rögökkel jelzett kristályos hegységhez csatlakozó alaphegységrész az Alpok vonulatát s a Gráci medencét földtanilag teljesen elhatárolja.

Figyelemre méltó a Velencei hegység és a Mecsekhegység gránitterülete közötti nagy mágnességi különbség. Ez a két gránitvonulat szerkezeti és kőzetkifejlődési különbségére vezethető vissza, amit az újabb kőzetvizsgálati eredmények szerint összetorlódott különböző vonulatrészeknek tekintünk. A közöttük levő medencealakulatban levő mágneses rendellenességek ÉK—

DNy varisztid irányokban elhelyezkedett, mélyben levő riolit (Kulcs, Nagyszokoly, Szekszárd), délebbre esetleg trachidolerit jelenlétére utalhatnak.

A geofizikai vizsgálatok mozgásmechanikai értékelésére Balkay Bálint egészen új, nagy jelentőségű vizsgálati módszert dolgozott ki. Vizsgálati eredményeiből kitűnik: *1.* hogy a mélyfúrási adatokból, a gravitációs mérések megfelelő átértékelésével, a megfelelő terület kéregrész vastagságára számszerű képet kaphatunk. *2.* Ezek nyomán megállapítható az a néhány szeizmikus értékből is adódó következtetés, hogy a magyarországi kéregrész néhány kilométerrel vékonyabb, mint az európai átlag. *3.* Magyarország területén kis területre szorítkozó, csaknem lokális, izosztatikus kiegyenlítődés mutatkozik, ami az alább ismertetett felszíni szintváltozásokkal igazolható. *4.* A magyar medencerészek neogén fejlődésmenetét a miocén, különösen a tortonai vulkánosság nyomán bekövetkezett izosztatikus kiegyenlítődési irányzat szabta meg. A meghatározott irányú törések mentén a vékonyabb kéregrészek lesüllyedtek, üledékgyűjtő medencékre tagolódtak, amelyekben nagyvastagságú üledékösszletek gyűltek össze a vékonyabb kéregrészek fölött. A vastagabb kéregrészek kiemelkedtek, magasabb helyzetben maradtak, s szárazulati lehordási területek lepusztulási térszínévé lettek. *5.* Kéregszerkezeti tekintetben a dunántúli kissé vastagabb kéregrész kelet felé, valószínűleg a Duna—Tisza közére is kiterjed. A keleti részre vonatkozó adatok még kiegészítésre szorulnak.

A Magyar Alföld mélyszerkezete

Az Alföld medencealakulatának nagyszerkezeti jellegeit a geofizikai kutatások és az artézi vízkutató, valamint a legutóbbi olajkutató mélyfúrások teszik hozzáférhetővé. A századfordulóig lemélyített artézi vízfúrások legnagyobb része nem érte el az 1000 m-t. Ezeknek adatait Halaváts Gyula foglalta össze az „Alföld Duna—Tisza közötti részének földtani viszonyai" címmel. Ebben a munkában rétegtani megállapítások vannak, holocén, pleisztocén, levantei és felsőpannóniai rétegek kimutatásával. Az egyes rétegösszleteknek a különböző fúrásokban más-más mélységben észlelt jelenléte utal a medencealakulat általános elrendeződésére. A medencealakulatok rétegtani vázolásában említettük a medencealjzat és a medenceüledékek eddig túlnyomólag kőolajkutatásokból megismert, Csiky Gábor, Kertai György, Kőrössy László, Majzon László és Völgyi László által ismertetett rétegtani kifejlődéseit. A közölt adatok megismétlése nélkül, egyelőre az Alföld fölépítésében, a medencealjzat kifejlődése szerinti tagolást vehetjük alapul, többé-kevésbé bizonytalan területi elhatárolással. Ezen az alapon Kertai olajkutatási eredményekre támaszkodó szerkezetegységeinek módosításával megkülönböztetjük: *1.* az Alföld északi, paleogénnel födött peremi részét, *2.* az északi mezozóos aljzatú neogén részt, *3.* a keleti ópaleozóos kristályos, átalakult aljzatú részt, *4.* a déli mezozóos aljzatú medencerészt, az ország déli határán húzódó ópaleozóos kristályos aljzatkerettel.

1. Az Alföld északi peremterülete a cserhátalji, mátraalji és bükkalji, triász aljzatú, paleogén—neogén üledékekkel födött vonulatrész. Déli határát a Bugyi—Sajóhídvég között megállapított paleogén határ jelzi. Mezozóos aljzatában a triász képződmények a Budai hegység kifejlődésében Turáig nyomozhatók, ahol folytatólag a bükkhegységi kifejlődéssel jutnak érintkezésbe, eddig még nem eléggé ismert módon. Kelet felé, a Bükkaljáig terjedő összekötő szakaszon a bükkhegységi triász kifejlődés mutatkozásáig (Bükk-

szék, Tard, Mezőkövesd, Sajóhídvég), mélyfúrási aljzatot még nem ismerünk. Dél felé (Jászberény, Tóalmás) a bükkhegységi kifejlődést valószínűsítjük, Tura és Gyöngyös között a darnói reátolódásos diszlokációs öv jelenlétét sejtjük, ami esetleg a két triász kifejlődés tektonikus határvonala lehet. Bugyi körül egyszersmind a dunántúli kristályos medencealjzatnak is határt szab keleten, a mezozóikum felé.

Ez a „paleogén medencerész" túlnyomóan töréses, vetődéses szerkezetű, megtorlódott, kisebb réteghajlatok lehetőségével. Helyenként kiemeltebb mezozóos sasbércek, atektonikus tömörülésű rétegboltozatok (rögboltozatok), brachiantiklinális alakulatként mutatkoznak. Orokinetikus redők nincsenek.

Keleten, a Bükkalján, Egertől kezdve a triász medencealjzaton, a felső-oligocén kimaradásával, burdigalai—helvéti, szárazulati rétegösszlet települ, nagyvastagságú vulkanitösszlettel, Nyíregyháza—Tisztaberek felé, a keleti országhatárig, valószínűleg közvetlenül flisaljzaton.

2. Az északi mezozóos aljzatú medencerész szorosan csatlakozik az előbbihez, amitől fölépítésében csak a paleogén rétegek hiánya s a triász rétegekhez csatlakozó kréta képződmények széles öve különbözteti meg. Ez az ÉK—DNy irányú széles kréta öv, Debrecentől kezdve a Duna—Tisza közén, Törtel—Izsákig terjedően flis jellegű szenon globotruncanás, helyenként alsókréta rétegekkel (Bugyi, Cinkota, Mátyásföld), sőt diabázzal (Szolnok) is mutatkozik. A mezozóos rétegek morfotektonikailag lepusztított felszínére szárazföldi burdigalai—helvéti, majd tengeri tortonai és szarmata rétegek települnek, közbeiktatott nagyvastagságú vulkanitösszletekkel, amelyek legnagyobb részt szárazulati piroklasztitok. A pannóniai rétegösszletet újabb transzgresszió vezeti be, az előző rétegek lepusztulását jelző alapkonglomerátummal, diszkordáns településsel. A rétegösszletek vastagságkülönbségei és különböző mélységi helyzete fiatal töréses szerkezetalakulásra utalnak.

3. A keleti ópaleozóos, átalakult kristályos aljzatú nagyalföldi medencerész, Kőrössy jellemzése szerint a környezetéből viszonylag kiemelkedő vonulat. A különböző mélységre süllyedt kristályos palaaljzat miocén előtti morfotektonikai hatásokkal kialakult egyenetlen térszínét diszkordánsan települt tortonai alapkonglomerátum, majd tengeri tortonai és szarmata üledékek födik, különböző vastagsággal és különböző lepusztultsági mértékben. A szarmata regresszió után újraindult pannóniai transzgressziós rétegösszlet, diszkordáns településsel, 1000—2000 m vastagságban tölti ki a medencét, helyenként közvetlenül a kristályos aljzaton. A medenceüledék morfotektonikai alakulat, tehát orogén gyűrődés nélküli, részleteiben nem nyomozható töréseken kívül esetleg települt boltozatformák lehetségesek, brachiantiklinális jelleggel. Ilyenekben találhatók a biharnagybajomi kőolaj, körösszegapáti, furtai földgáz s a püspökladányi széndioxid leletek.

A vonulat kelet felé az országhatáron túl terjed. Délen Békéscsaba és Nagyszénás között határolódik. Nyugaton, a Tisza—Duna közén, a mecseki kristályos vonulattal való közvetlen összefüggése lehetséges, de kérdéses. Ugyanígy dél felé, a battonyai, csikériai, madarasi leletek szerinti, határmenti, kiemeltebb kristályos vonulatrésszel való összefüggése még további igazoló adatot igényel.

4. A déli mezozóos aljzatú alföldi medencerészt a mecseki kifejlődésű kiskőrösi és azzal egyeztethető nagyszénási liász lelettel, a tótkomlósi triász—titon, valamint a madarasi globotruncanás kréta lelettel és a mecseki mezozóikumra valló megfúrt liász és egyéb kőzettörmelékkel igazolhatjuk. Nem való-

színű, hogy az egész területrész összefüggő egységes mezozóos vonulat. Kiskőröstől délre, a mecseki közbeiktatott kristályos vonulat esetleges alföldi átterjedésével megosztja.

Az eddigi adatok távolról sem elégségesek ugyan az Alföld mélyszerkezetének biztos körvonalazására, még kevésbé a medenceüledékek szerkezeti jellegének megismerésére, mégis bizonyos következtetésekre jogosítanak. Megállapítható mindenekelőtt az a tény, hogy az Alföld sem tekinthető egységes medencealakulatnak, amelyben egyenletesen mélyülő medenceszerűséggel, mindenütt azonos üledékösszletek várhatók. A régebbi fölfogás szerint az Alföld a miocén elején süllyedt le, és teljes miocén rétegsorozattal töltődött föl. Ezzel szemben most az a megismerés adódik, hogy amint azt a Dunántúl fölépítésében láttuk, az Alföld medencealjzata is egymás melletti különböző kifejlődésű, különböző mélységre süllyedt öves szerkezet, a peremeken részben a legközelebbi alaphegységrészek szerinti kifejlődéssel, a medenceközépen a felszíntől eltérő más kifejlődésekkel. A medenceüledékekben idősebb harmadidőszaki rétegeket csak az alaphegységek közelében találunk, míg a medence belsejében, nagy általánosságban, csak a pannóniai emelet mutatkozik. Ebből következik, hogy az alföldi medencealji alaphegység egyes részletei szakaszosan merültek alá, s a miocén rétegösszletek nem általános elterjedésben fedik azokat. A pannóniai és pleisztocén rétegösszletek nagy vastagsága a megfelelő részek gyors, tartósan folyamatos süllyedésére utal.

Eddigi megismeréseink szerint az Alföld és a Dunántúl medencealakulata is, már a középsőmiocéntől kezdődően, vonulatszerűen tagolódott volt, és ebben az alakban nem egyetemlegesen, hanem részlegekben és különböző időkben süllyedt alá. A középsőmiocénben igen erősen tagolt szigetvilág volt, keskeny tengerszorosokkal és parti öblökkel. A medenceközepek esetleg még a szarmatában is szárazföldek s így üledékmentesek. Csak a pannóniai emeletben vált a terület süllyedése általánossá, s a transzgresszió mindent elborító beltengert létesített. A partszegélyeken a szarmatában a már kiemelkedett miocén részlegekből is sok lepusztult, majd a pannóniai abrázió is fogyasztotta azokat. Vannak részlegek, amelyek itt is csak a felsőpannóniai emeletben váltak medencealakulattá, úgyhogy az alsó- és felsőpannóniai rétegösszletek között tektonikai diszkordanciának kell lenni. Schmidt a békési és balmazújvárosi fúrások rétegsorában, az alsó- és a felsőpannónikum között „süllyedés-okozta diszkordancia" jelenlétét említi.

A medenceüledékek települési viszonyainak, különösen a rétegösszletek szerkezeti formaelemeinek kétségtelen meghatározására az eddigi fúrási adatok nem alkalmasak. Az azonosítható rétegeknek különböző mélységekben való megjelenését, a különböző helyeken, a régebbi kizárólagos töréses tektonikai szemlélettel, egyszerűen vetődésekkel magyarázták. Sümeghy József több értékes munkában foglalta össze az Alföldre vonatkozó ismereteinket, s adatszerűen igazolni törekedett az Alföld medencealkatának rögtáblákra tagolt voltát. Tömbszelvényekkel is szemléltette ezt a Magyar medence szerkezetére vonatkozó elgondolást, vetődésekkel fölszabdalt merev táblákkal. Scherf Emil is töréses szerkezetűnek tartja az Alföldet, különleges lisztrikus vetődésrendszerrel. Ezekkel az adatokkal támogatott elgondolásokkal szemben Pávai Vajna Ferenc az Alföldön is az óholocénig terjedő redőződést tételez föl, aminek redőformáit a pleisztocénben is mérhető és észlelhető rétegdőlésekkel kívánja valószínűsíteni s azok jelenlétét a mélybe terjedően is igazolni.

A megfigyelési tények gyér adatainak helyességét elismerve, mindkét magyarázatot valószerűtlennek s főként minden eddigi földtani elgondolással ellentétben levőnek találjuk. A vetődéseknek ilyen megnyilvánulása gyors lefolyású, hirtelen mozgást tesz szükségessé, tehát nyilvánvalóan orogenetikus jellegű lehet, ami valamennyi medenceüledék leülepedése után, tehát a pleisztocént követőleg történhetett. Ilyen fiatal mozgások

kétségtelenül vannak ugyan, s a löszt is érintő töréses mozgásokat is több helyen ismerünk (Mecseknádasd). A medencén belüli fiatal mozgásnak ilyen megnyilvánulása azonban nem igazolható. Merev vetődésrendszer a nagy vastagságú laza medenceüledékösszletben mechanikailag sem képzelhető. A medenceperemeken vannak ilyen hirtelen nagy lezökkenések, de ezek a medenceképződéshez kapcsolódva, régebbi keletűek, mozgási analógiájuk a medence belsejére nem vihető át. Az epirokinetikus, folyamatos, akár lassú, akár szakaszos mozgásból pedig ilyen formák nem adódhatnak. A morfológiailag megkülönböztethető felszíni egységeknek medencebeli tektonikai alapozottsága tehát kétséges.

Mindez nem zárja ki az alföldi fiatal üledékösszletben is a törések jelenlétét, még kevésbé azoknak Schmidt tanulmányaiban kimutatott, hatóerőkre visszavezetett, törvényszerű ÉK—DNy, alárendeltebben közel É—D irányát sem. Schmidt azonban ezt a szerkezeti és szilárdsági tekintetben egységes, csak méretekben és időben különböző törésrendszert elsősorban az Alföld medencefenék alakulására vonatkoztatta. Szerinte az Alföld harmadidőszaki medencetölteléke alatt a mélybesüllyedt paleozóos és mezozóos vonulatrészek is ilyen, a Magyar Középhegységhez hasonló ÉK—DNy vagy ezt harántoló törésekkel alakított röghegységek. „Ezen törések mentén történhettek a vertikális mozgások a nagy süllyedések idején . . . a mélyben továbbra is". Ez a találó magyarázat azonban az alföldi medenceösszletre olyan értelemben nem vonatkozhatik, hogy azok képlékeny voltuk szerint „a környező hegységek gyűrődéses (!) tektonikájával nagyjából azonos irányú parallel redőket" formálnának. Eddigi ismereteink szerint ugyanis, mint a következőkből kitűnik, az alföldi üledékösszletben semmiféle gyűrődéses redőalakulat nincs.

A pannóniai emelet óta mindmáig kimutatható, többnyire folytonos üledékképződés néhol 2000 m-t meghaladó rétegösszletekkel, csak merevebb aljzatú, állandóan mélyülő, tehát süllyedő üledékgyűjtőben képzelhető. Ezt az üledékgyűjtő fajtát Schmidt találóan kratoszinklinálisnak nevezi. Itt a rétegek gyűrődése közvetlenül kimutatható diszkordancia hiányában csak egyes részeknek egészben süllyedő üledékképződése közben, tehát szinorogén módon, nem képzelhető. Az ilyen egyenlőtlen mozgásból helyileg kezdetleges, tehát igen enyhehajlású redőalakulatok, a medenceszegélyeken rétegfölhajlásokkal keletkezhetnek, amelyek a mélyebb rétegek felé erősebbek, a felszínesebb összletekben fokozatosan ellanyhulók. Törések, főként pedig nagyobb méretű vetődések ebből a mozgásból nem születhetnek. A medencealakulat enyhe redőzöttsége általában elképzelhető ugyan, a megfelelő formaelemek a rétegazonosításokból is kiadódnak, közvetlen földtani tényekkel azonban eddig beigazolva nincsenek.

Az Alföld medencealakulata a keleti országhatáron is az alaphegységrészek lépcsős leszakadását mutatja, befelé nagyobbodó mélységekkel. Közben egyes fennakadt rögök magasabb medencealjzatot jeleznek keleten és nyugaton is. Ilyen a biharnagybajomi fúrásban 1000 m-ben elért paleozóikum és a Bugyi melletti fúrásban 248 m-ben elért triász sasbérc is. Ezeknek mélységi helyzete geofizikailag is kimutatható, a fölöttük települt medenceüledékek szerkezete azonban ebből még nem adódik.

A medencealjzati kifejlődések szerkezeti vázlata a felszíni alaphegységek ÉK—DNy, esetleg Ny—K irányú, földarabolódott vonulatöveinek különböző mélységű részeit mutatja, összetorlódott kristályos paleozóos és mezozóos kifejlődésekkel. A medenceperemeken északon óharmadidőszaki fedőrétegek, a délebbre eső nagyobb területrészen csak fiatal harmadidőszaki üledékek födik a különböző mélységben található medencealjzatot. Ezeken belül egyes részletek közvetlenül csak pannóniai üledékekkel vannak födve. Rétegtanilag a medencealjzat kifejlődése a legközelebbi alaphegység felszínen észlelhető kifejlődésével azonosítható. Szerkezeti fölépítésben is nyilvánvalóan annak orogenetikai jellegét mutathatja. A mélyfúrások a szerkezet részleteit természetesen nem teszik hozzáférhetővé, csak a kifejlődések térbeli elrendeződésére és térszínalakulatára (morfotektonika) vetnek fényt, esetleg a medencefenék képződményeinek a medencetöltelék üledékeihez való viszonyára világítanak reá. Üledékkőzettani finom részletvizsgálatok, üledékképződési és mikrotektonikai vizsgálatok eddig már sok újat adtak ezen a téren. Láttuk, hogy a medencefenék paleozóos—mezozóos aljzatának orogén szakaszai a megfelelő felszíni alaphegységekével azonosíthatók, a régebbi szakaszok mozgási jelenségeinek és formaelemeinek azonos megnyilvánulásával. A stájer—attikai—rodáni, esetleg a romániai orogén szakaszokban szinorogén jellegű tartós süllyedés volt a medencealakulatokban. Ennek a süllyedő mozgásnak megnyilvánulási módja a szilárd medencealjzatban bizonyára fokozottabb igénybevételt jelentett, mint a felszínen levő alaphegységrészekben, ahol, mint láttuk, ezeknek a szakaszoknak mozgásai főként törésekben s azok mentén történt kisebb-nagyobb eltolódásokban nyilvánultak. Ilyen jelenségek a medencefenék kéregrészleteiben is történhettek, s azok kihatásai a medence-

üledékek alsóbb rétegösszleteiben fokozottabb mértékben érvényesültek. Ezzel érthetővé válik a mélyebb rétegösszleteknek erősebben diszlokált volta, ami hasonmása a felszíni alaphegységszegélyek erőteljes diszlokációinak. Föltorlódások, pikkelyeződések, reátolódások a medencefenék mozgásaiban is létesülhettek, s ezek a medenceüledékek szerkezeti formaelemeit is megszabták, illetve befolyásolták. Ilyen jelenségekre utalnak a buzsáki, szekszárdi és bükkszéki fúrásokban fölismerhető rétegismétlődések és kihagyások, valamint a dunántúli sűrűbb mélyfúrásokban észlelt, szerkezeti mozgásokat jelző fényes síkok a fúrási mintákon, nemkülönben egyes mintákon észlelt meredek rétegdűlésre, álló rétegekre utaló nyomok.

Az Alföld déli felének mélyfúrásaiból is az a megismerés adódik, hogy az Alföld nem egységes, egyveretű medencealakulat. A medencefenék különböző mélysége már magában véve is bizonyos megosztottságot jelent, ami különböző mértékű süllyedő mozgásra utal. A medenceüledékek alatt többé-kevésbé kimutatható fenékalakulatot általában szerkezetnek nevezik, holott az tulajdonképpen csak a medencefenék morfológiai viszonyait jelzi. Ilyen értelemben beszélhetünk vonulatrészekről, melyek geofizikai vizsgálatokkal és mélyfúrási adatokkal nyomozhatók.

Az alföldi mélyfúrási adatokból szerkesztett fenéktérszínalakulási és rétegösszletvastagsági és mélységi szintvonalas térképekből (Kertai, Kőrössy, Tomor) kitűnik, hogy a valószínűsített kristályos és mezozóos vonulatrészek határozott szerkezeti vonalak mentén érintkeznek egymással, szerkezeti vonulat-egységeket jelölnek. Ezeknek főirányvonala ÉK—DNy, az Alföld déli országhatára mentén pedig a dunántúli Mecsekhegység és Villányi vonulathoz igazodóan K—Ny. Ezek kétségtelen varisztid irányokon megújult régebbi orokinetikai, valószínűleg ausztriai—larami szakaszt jelölnek. A medenceüledékeken belüli érvényesülésük nem nyomozható. Az Alföld keretét jelző peremi töréseken kívül, a mélységkülönbségek alapján, Tura—Tóalmás között, a Duna vonalába szögellő, ÉÉK—DDNy irányú diszlokációs öv a dunántúli kristályos vonulat és az alföldi mezozóikum közötti szerkezeti határt jelöl. Kapcsolatba hozható az északi, darnói reátolódásos övvel.

Az alföldi mélyfúrások medencealjzatot ért gyér adataiból az Alföld medencealjzatának kifejlődésére nézve az a nagy jelentőségű megállapítás adódik, hogy a Pannóniai medence kristályos és mezozóos pásztái nem vonulnak a Magyar Alföld alatt végig. A tótkomlósi triász—titon aljzat bihari jellege, a debreceni, hajdúszoboszlói és a jászberényi, valamint délen a madarasi, jugoszláviai óbecsei fliskifejlődés ugyancsak erdélyi—kárpáti jellege az Alföld keleti felének a Duna menti résztől eltérő, különálló kifejlődésű, esetleg más szerkezetű jellegét bizonyítják.

Ugyanakkor a kiskőrösi, kétségtelen mecsekhegységi jura kifejlődés, esetleg a nagyszénásival együtt, a Duna vonala mentén kissé északra tolódott, kristályos vonulatrészekkel közrefogott, Ny—K csapású, mecseki kifejlődésű alföldi jura vonulatnak tűnik. Az Alföld északi fele és Duna—Tisza közti közepe részben az északi peremi felszíni alaphegységek említett kifejlődési eloszlása szerinti triász, nagyobb részében flis jellegű kréta képződményekből álló mezozóos aljzatot mutat, Debrecen—Kecskemét—Izsák irányában megállapítható déli határvonallal, kristályos aljzat kialakult régi térszínére, alapkonglomerátummal történt, közvetlen, diszkordáns reátelepüléssel. Az Alföld déli részén az országhatárig terjedően a dunántúli, Villány—harsányi, Mohács—bátai mezozóos vonulat folytatását nyomozzuk Tótkomlósig terjedően; északon és délen a határig terjedő ugyancsak kristályos alaphegységgel keretezve. A déli országhatáron, a madarasi—csikériai kutatófúrások,

valamint a szomszédos jugoszláviai mélyfúrások szerint a kristályos vonulatszegélyre ugyancsak flis jellegű felsőkréta rétegösszlet települ, mint az alföldi északi mezozóos övben. A keleti és nyugati medencealjzat kifejlődésének határvonala a Kárpátidákat is harántoló ÉK—DNy irányú, hatalmas törésekkel jelzett diszlokációs öv. Ez a diszlokációs öv érvényesül az Uppony—darnói reátolódási vonalon, a Szendrő—Rudabánya—Uppony vonulatrészeinek egymásratolt pikkelyeiben. Az országhatáron túl ez az öv jelentkezik a Zempléni szigethegység varisztid részletének É—D csapásában, az Északnyugati Kárpátok mezozóikumának keleti megszakadásában és a Hernád-vonal mentén beiktatódott miocén vulkánosságban. Kelet felé pedig az Alföld keleti alapzata, az Erdélyi Érchegység—Biharhegység tömbjéhez csatlakozik. Az utóbbi egyszersmind annyit jelent, hogy ezek az erdélyi vonulatrészek nem származtathatók a Keleti vagy Déli Kárpátok betolódott részleteiként, hanem belsőkárpáti vonulategységekként keletkeztek.

Az Alföld alatti alapvonulatok a Kiskunságban ÉK—DNy, délebbre fokozatosan K—Ny csapásúak. A Bánságban É—D, részben ÉNy—DK irányúak, s az utóbbi csapásirány mutatkozik az Erdélyi Középhegység alföldi medencealji folytatásában is. Az Alföld északi medencealjzatában mutatkozó vonulatrészek általában ÉK—DNy csapásúak. Az Alföldi medence peremén az aljzatra reátelepült miocén rétegek partszegélyi kifejlődést és kiékelődést jeleznek, a medence belseje felé vastagodó összletekkel. A körösszegapáti medencealjzat meredek délkeleti szárnyán a pannóniai rétegek közvetlenül transzgredálnak a kristályos alapra. Ennek a pannóniai transzgressziónak nyomai a tótkomlósi fúrásokban is mutatkoznak, ahol az alapkonglomerátum jórészt a feldolgozott helvéti üledékekből származik, s a miocén csak vékony összletben mutatkozik. Ugyancsak közvetlenül alapkonglomerátummal települnek a kristályos aljzatra a pannóniai rétegek, a battonyai mélyfúrás szerint az ország délkeleti határán is.

Szurovy Géza az Alföld medenceüledékösszletének szerkezeti mozgásait töréseknek és lapos hajlású törési síkok menti reátolódásoknak minősíti. A medenceperemek felé s a Tótkomlós—Mezőhegyes közötti fúrásokban megállapított lépcsős leszakadozásokon kívül nagyobb méretű törésvonalakat jelez a Duna mentén Baja—Eszék, Palánka—Újvidék és Pancsova vidékén, ezenkívül Fehértemplom—Versec—Arad, valamint Nagyvárad vidékén is. Ezek legnagyobb részt kisebbek, mint az alföldperemi szegélytörések, s többnyire miocén előttiek, tehát a medenceüledékek keletkezését megelőző időszakra esnek; valószínűleg szávai orogén mozgási szakaszban történtek, esetleg megismétlődésekkel.

A Duna menti É—D irányú törésvonal nem esik közvetlenül a Duna vonalába, kétségtelenül nagyszerkezeti határ, ami a dunántúli kristályos alaphegységi övet, az alföldi mezozóos övtől elhatárolja. Ennek mentén az alföldi pászták bizonyos mértékű északi irányú eltolódást is mutatnak, a dunántúli megfelelő pásztákhoz képest. A darnói vonalnak alföldi folytatását a középhegységi és bükkalji triász kifejlődések elhatárolásában, Bugyi irányában (ÉK—DNy), valószínűsíthettük. Ez is a szávai orogén szakaszba esik. A mélyfúrási adatok nyomán megállapított medencealji mélységkülönbségek és üledékösszlet vastagság különbségek szerint hasonló ÉK—DNy irányú törések adódnak, Jászberény—Bugyi vonalában, valamint Szolnok körül. Az északi mezozóos övet szegélyező kristályos öv szerkezeti határvonalának irányát követő hosszanti törésekül tekinthetők. Ugyancsak hosszanti szerkezeti töré-

sekül tekintendők az Alföld déli öveinek Ny—K irányú határvonalai is. Kisebb, közel É—D irányú haránttörés adódik Nádudvar és Hajdúszoboszló között.

Eddigi ismereteink szerint az alföldi fiatalabb medenceüledékekben általánosan nyomozható redővonulatok, tehát gyűrődéses szerkezet nincsen. A tótkomlósi fúrásban megállapított alapkonglomerátum a medencealjzat alakulásához (buried hills) simuló hullámos települési formát mutat. Ezt szemléletesen kifejezésre juttatják a mélyfúrások üledékösszletében megállapított képződményhatárok figyelembevételével készített szelvények, amelyek a fiatalabb tagok ellaposodó formáit mutatják.

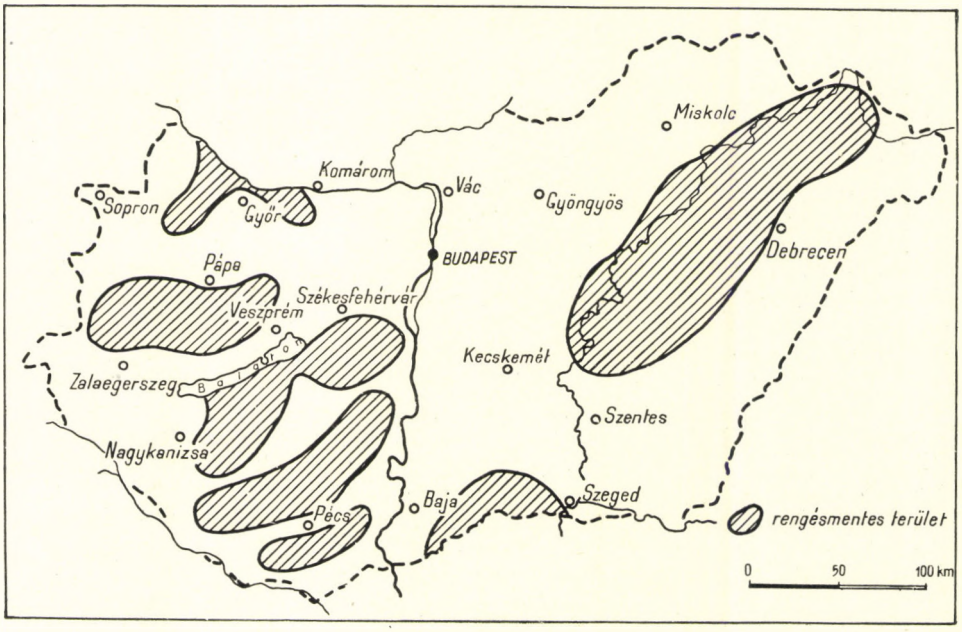
Az újabb hajdúszoboszlói mélyfúrások nyomán Kertai jelentősebb boltozat jellegű szerkezetalakulást ismert föl, ami a geofizikai vizsgálatokból is kiadódik. Kétségtelen, hogy itt is a medencealjzat térszínalakulásához idomult települési formával állunk szemben (morfotektonika).

Az alföldi medencerész geofizikai vizsgálati adataiból eddig még nincs a dunántúlihoz hasonló általánosítható összesítésünk. Ami ezekből adódik, közvetlenül csak a medencealji mélyvonulatokra vonatkozik. Scheffer—Kántás a Magyar medence közepén geofizikailag megállapítható kristályos paleozóos vonulatot rögzítettek. Az újabb mélyfúrások adatai szerint ez a megállapítás földtanilag lényegesen módosul. Ezenkívül a medencealjzat viszonylagos mozgására, a paleozóos területek süllyedésére és a mezozóos részek emelkedő voltára mutattak reá. Sümeghy és Schmidt tanulmányai a medencebeli mélyfúrásokból adódó régebbi eredményeket, a geotermikus grádiens rendellenes alakulását,ugyancsak a medencealjzat alkati és helyzeti sajátságaira vezették vissza. Megállapításaik szerint a kis geotermikus grádiens adatok területi öve a paleozóos övekkel függ össze, jobb hővezetésből és ezeknek a területeknek süllyedő mozgásából következő hőfejlődés következtében. Ennek megfelelően, a geotermikus grádiens izotermái a paleozóos és mezozóos övek körvonalait mutatják.

Stegena Lajos vizsgálatai szerint az Alföld geotermikus viszonyainak változásai több tényezőre vezethetők vissza. Ezek közül a kőzetösszletek hővezetőképessége és a laza vagy szilárd kőzetek eltérő viselkedése nagyobb szerepet visz, mint a medencebeli szerkezetalakulás. Az Alföld közepén mágneses mérésekkel is jelentkező kristályos aljzat K—Ny irányú pozitív geotermikus rendellenességi övet jelez. Ugyancsak pozitív rendellenesség mutatkozik a gravitációs minimumként megállapított tótkomlósi mezozóos aljzatú részen. Mindez arra utal, hogy nem annyira a medencealjzat kőzetkifejlődése, mint inkább annak mélységi helyzete befolyásolhatja a földhőmérsékleti viszonyokat, mint azt a bugyi kiemelt sasbércnek a környezethez képest 1,5 C fokkal nagyobb hőmérséklete mutatja. Ez nincs ellentmondásban azzal a ténnyel, hogy a gránitaljzat radioaktív hőleadása viszonylag nagyobb, mint más kőzetfajtáké. Eddig még feltűnően kevés közvetlen gránitaljzati adatunk van, az is kizárólag csak a Pannóniai medencében.

Részletezés nélkül, utalnunk kell még Réthly Antal szeizmotektonikai térképére (197. ábra), ahol a szeizmikus részek körülhatárolása az Alföldön túlnyomólag a mélyszerkezet északi mezozóos övére esik. A Dunántúlon viszont a Balaton és a Mecsekhegység közötti paleozóos kristályos övet jelzi. Szeizmotektonikai vonalai a magyar föld szerkezeti főtörésvonalainak irányával egyezők. Kecskemét, az Alföld legerősebb földrengési központja, Scheffer—Kántás megállapítása szerint, három oldalról süllyedő övekkel körülvett, az Alföld közepéig benyúló emelkedő tömeg északi végén foglal helyet. Ezt bizonyos mértékig alátámasztják a nagykőrösi mélyfúrásokban viszonylag kis mélységben elért, kiemelkedettebb helyzetű gránitleletek. Ebből a meghatározásból földtanilag egyelőre csak a déli alföldközépi kristályos vonulat északi határának közellétét tudjuk valószínűsíteni. S nem annyira a medencealjzat kőzetkifejlődése, mint inkább annak többé vagy kevésbé töréses volta és törési irányai lehetnek a földrengéses vagy attól mentes területek megszabói. Kéregszerkezeti tekintetben figyelmet érdemelnek Csomor Dezső és Kiss Zoltán fészekmélységi vizsgálatai, amelyek esetleg az egyes helyek kéregszerkezetének szilárdsági viszonyaira világíthatnak reá. A Kecskemét környéki rengések 15,2—15,3 km fészekmélységre utalnak. Eger és környéke 6,2—14,1 km mélységet jeleznek, ahol a kisebb fészekmélység természetesen erősebb rengéssel jelentkezett.

Mindezekből az a következtetés adódik, hogy a Magyar medence egésze kratogén szerkezetű. A medencealakulatban mindmáig történő viszonylagos kéregmozgásokat bizonyos mértékig igazolják a geodéziai mérésekkel megállapított mai szintváltozások is. Már a pleisztocén képződmények változó vastagságából és kifejlődésbeli különbségeiből is kitűnik, hogy a medenceterületek egyes részei jelentősebb mértékben süllyedtek, többé-kevésbé körülhatárolható, különböző jellegű üledékgyűjtők voltak. A szintezési alappontok újraszintezését, az egyébként szintén változó nadapi 0-alappontra viszonyítva, Gárdonyi Jenő és Bendefy László értékelték. Sok tekintetben ellentmondó tanulmányaik abban megegyeznek, hogy a Balaton—Budapest—Bükkhegység déli szegélyének tengelyétől, mint az ország egyik legrégibb, valószínűleg varisztid előtti,



197. ábra. Magyarország földrengésmentes területei (Réthly A. szerint)

asszinti szerkezeti főirányától északnyugatra a Dunántúli Középhegység mezozóos alaphegységterülete a Kisalföld széléig emelkedőben van. Ettől délkeletre az Alföldön süllyedés mutatkozik. Szeghalom—Köröstarcsa vidékén 300 mm körüli süllyedéssel. Ugyanitt mutatkozik a legnagyobb pleisztocén üledékvastagság, 300—350 méteres értékkel. Az Alföld területén tehát a szintváltozás eloszlási mértéke egybeesik a negyedkori üledékek vastagsági eloszlásával. Egyed László az alföldi szintváltozást a terhelés nagyságából és a laza üledékek tömörüléséből előálló süllyedésnek tartja, a tömörülés túlsúlyával, hosszantartó folyamatával. Minthogy az eltelt fél évszázad alatt érdemleges egyenletes üledéklerakodással nem számolhatunk, az alföldi területrészek különböző mértékű szintváltozását egyenlőtlen medencesüllyedésnek minősíthetjük, a földkéreg ma is mozgásban levő kapcsolatában.

Rédey István a szintváltozásból Magyarország területén „függőleges értelmű kéregmozgásokra" következtet. Bendefy szerint az emelkedő területen belül is vannak a mozgásban visszamaradt vagy újból süllyedt rögök. A dunaharaszti 1956. évi földrengés nyomán végzett újraszintezéssel Bendefy 50—70 km sugarú körzeten belül hullámszerű felszíni változásokat mért. Szolnok—Cegléd között emelkedéssel, a dunaharaszti rengési központban 14 mm süllyedéssel, a Duna vonalában Dunaharaszti és Taksony között +11,7 mm és —26,2 mm szintváltozással. A Budai hegység emelkedő irányzatú területén a földrengés 20 mm-ig terjedő emelkedést eredményezett. Mindez

azt jelenti, hogy a már többszörösen rögökre tagolt szerkezetű kéregrész egyenlőtlenül mozog. Ugyanezt találtuk az orogén szakaszokban földtanilag megállapítható mozgásokból származó szerkezeti formaelemekre is. Ez az egyenlőtlen kéregmozgás jellemző kratogén jelleg, ami a medenceüledékek hozzáidomuló szerkezetét megszabta, a magyar varisztid részek kialakulásától kezdve minden további orogén mozgási időszakban.

Végeredményben megállapíthatjuk tehát, hogy az alföldi medenceüledékekben orogenetikus jellegű gyűrődéses formaelemek nincsenek. Az itteni szerkezeti (morfokinetikai) formaelemek szabálytalan elrendeződése eddigi felszíni földtani vizsgálati módszereinkkel nem részletezhető, geofizikailag is csak bizonytalanul körvonalazható. Gyakorlati jelentőségük és olajlehetőségük a rendszeres geofizikai vizsgálatok nyomán csak mélyfúrásokkal állapítható meg.

ŐSFÖLDRAJZI ÖSSZESÍTÉS

Eddigi tárgyalásainkban, Magyarország földtani fölépítésének vizsgálatában a rétegtani és a szerkezeti viszonyokat is mindenkor ősföldrajzi szemlélettel iparkodtunk bemutatni. Ezekre való utalással a részleteket szükségtelen újból fölsorolni. Az ősföldrajzi kép fölvázolásában, az egykori tengerek és szárazföldek térbeli megoszlásában az utólag bekövetkezett szerkezeti változások nagy eltolódásokat jelentenek. Az elhatárolások bizonytalansága az ősföldrajznak egyik alapvető, mindenkori módszertani hibája és nehézsége, ami az újabb hegységképződési elgondolásokkal, az áttolódásokkal és takarókkal még inkább megnövekedett. Ősföldrajzi térképeink tehát csak az egyes időszakok megfelelő üledékeinek mai elterjedési határok szerinti, egészében föltételes összekötését jelenthetik, az egyes időszakokban bekövetkezett lepusztulás ismeretlen méreteinek figyelmen kívül hagyásával.

Magyarország ősföldrajzi képének megrajzolását ezenkívül még megnehezíti a medencealakulat túlsúlya és a medencék mélységi alakulásának gyér ismerete. Az Alföld helyén régebben egységesnek föltételezett kristályos alaphegységet a kréta időszakban megindult süllyedéssel, fokozatosan tengerrel elborítottnak gondolták. Láttuk, hogy egységes kristályos vonulatról már a paleozóikumtól kezdve nem lehet szó, s a triász üledékek jelenléte szerint a tenger részleges térhódítása már a mezozóikum elején kimutatható.

Paleozóikum

Magyarország területén biztosan megállapított tengeri üledékeket a karbon előtti időkből keveset ismerünk. A Gráci medencében levő határmenti tengeri devon rögök szerint a devon tenger a Kőszeg vidéki területre is kiterjedhetett. A bódvavölgyi paleozóos szigetrögökben kimutatott tengeri devon rétegek ősföldrajzi kapcsolatát a Kárpátok felé sejthetjük. A tengeri alsókarbon a Velencei—Balatoni hegység tengelyében, a szabadbattyáni Szárhegyen és a balatonmelléki paleozóikumban, valamint a Bükkhegységben tengerágat jelenthet egy nyugatról, a Karni Alpok felől benyúló s egy ettől különállóan északról, a Kárpátok felől, a Szlovákiai Érchegységből (Dobsina) leágazó nyúlványként. Hasonlóan alakul a Karni Alpok felől benyúló öböllel, az Igal—Buzsák—karádi paleozóos öv felsőkarbonja, ami aligha vehető a bükkhegységi felsőkarbonnal összefüggő tengernek, a közbeeső, akkor még kiemelkedő alföldi kristályos alap miatt. A Bükkhegység felsőkarbonja, különösen pedig a

tengeri perm eddig még rétegtanilag nem eléggé tisztázott üledékösszlete egészen elszigetelt jelenség, mert az ország többi területén ugyanakkor kétségtelenül szárazulat volt, illetve szárazulati—lagunás permi üledékeket találunk. A felsőpermi tengernek bükkhegységi leágazása tehát a megfelelő üledékek délalpi, dinarid és indiai azonos kifejlődése szerint orogenetikailag a Varisztidákkal teljesen megváltoztatott, egyelőre alig rögzíthető összeköttetésekre utal.

Mezozóikum

Nem sokkal biztosabb kereteket jelent a mezozóikum tengereinek körülhatárolása sem, bár a Dunántúlon a partszegélyitől a nyílttengeri kifejlődésekig jól megkülönböztethető üledékciklust látunk. A Dunántúli Magyar Középhegységben a kristályos alaphegységi partvonal közelsége és az üledékek terrigén anyagoktól mentes kifejlődése sokszor megmagyarázhatatlan ellentétként mutatkozik. Ez az ellentét leginkább utólagos összetolódással magyarázható, ami a hegységek szerkezetében különböző mértékben általánosan fölismerhető. A Dunántúli Magyar Középhegység északnyugati előterét, a Kisalföld területén húzódó kristályos aljzatot a triászban szárazföldnek kell minősítenünk. Így a megismert medencealjzat szerkezeti elrendeződése szerint a triász tenger délnyugat felé, az Alpok geoszinklinálisával keskeny tengerággal függött össze, s délen a Dinaridák felől, a Mecsekhegység irányában benyúló öblöt formált. A mecseki triász látszólag minden oldalról kristályos hegységből álló, szárazföldek közötti, epikontinentális tenger volt, amelynek üledéksorában, mint láttuk, az alsótriászban a terrigén anyag túlsúlyban van, a középsőtriászban már egészen jelentéktelen, bár a tenger sekélysége változatlan. A mecseki felsőtriász újraindultan, a környező kiemelkedett szárazulat durva lepusztulási törmelékét tartalmazza, váltakozó törmelékszállítással, néha delta jelleggel, teljes egészében partközeli képződményekkel.

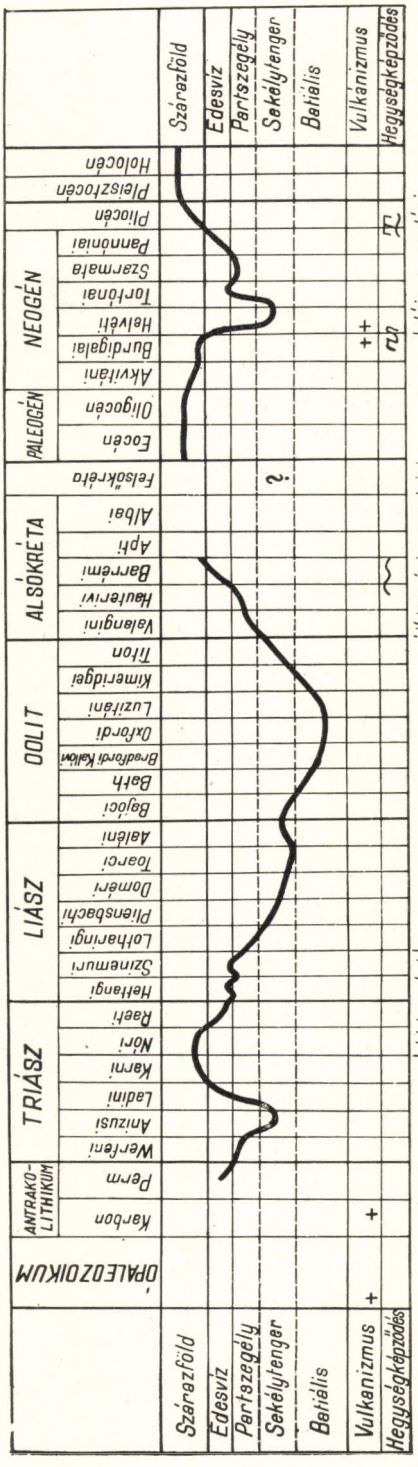
Bizonytalanabb a Villányi hegység felszínen észlelhető középsőtriász képződményeinek ősföldrajzi helyzete. Kifejlődésében a mecsekhegységivel nagyjában egyeztethető nyíltabb sekélytenger, a dolomit túlsúlyával, mégis a közbeeső kristályos pala—gránitvonulat legalább is tengeralatti hátságként elválasztó gát lehetett a két triász vonulat között. Valószínűleg ezzel magyarázható a Villányi vonulatban a törmelékes alsó- és felsőtriász hiánya is. A mecseki—villányi triász tengerbe kapcsolható be az alföldaljzati tótkomlósi daonellás triász lelet vonulatrésze, aminek folytatását a Biharhegység felé valószínűsíthetjük.

Ezek szerint a Dunántúlon a mezozóos üledékképződés a viszonylag merev varisztid aljzaton három egymástól elkülönült, nagyjában a Keleti Alpok csapásirányát követő kratoszinklinálisban történt, a Magyar Középhegységben (Bakony, Vértes, Gerecse, Pilis, Budai hegység és északkeleti rögök), a Mecsekhegységben és a Villány—Harsányi vonulatban. A triász üledékek legteljesebb sorozata a Balatonfelvidéken, a permi szárazföldi üledékekből fokozatos süllyedéssel keletkezett partközeli üledékekkel, majd a terrigén anyagok kimaradásával, karbonátos vegyi üledékekkel mutatkozik. Összes vastagsága 1800 m. Ugyanilyen üledékképződés van a Mecsekhegységben, kevésbé változatos kifejlődésekkel, majd a karni—nóri emeletben kiemelkedéses üledékhiány vagy kétségtelen regresszió, s a raeti emeletben újrainduló szárazföldi törmelékes üledékösszlettel. A mecseki triász üledékösszlet hézagos, eltérő kifejlődésben, ugyancsak 1800 m vastagságúnak adódik. A nagy üledék-

hézag ellenére azonos összletvastagság a raeti emelet törmelékes üledékképződésének vastagsági kiegyenlítődéséből ered. Ugyanakkor az Alpok hasonló jellegű és képződésű triász üledékösszlete 5—6000 m vastagságú lehet. Az üledékgyűjtő süllyedésével lépést tartó üledékfölhalmozódás nagyobb méretei adják az Alpok geoszinklinális jellegét. A mecseki felsőtriász kiemelkedés, a Villányi vonulatban már a ladini emelettől kezdődő üledékhiánnyal, ókimmériai mozgást jelez. Ez az ókimmériai mozgás részleges helyi kiemelkedéssel mutatkozik a Dunántúli Középhegység északkeleti részén, a Budai hegységben és a csatlakozó északkeleti rögökben, a raeti emelet hiányával. A Pilisben és a Gerecsehegységben úgy, mint az Alpokban, a kiemelkedő dachsteini mészkőben keletkezett hasadékképződéssel és azokban a liász diszkordáns betelepülésével mutatkozik.

Hasonlóan alakul a keleti részek triász üledékképződése a Bükkhegységben, a Rudabányai vonulatrészben és a gömöri karszt határmenti sávjában. A verfeni tagoktól a karni emeletig bezárólag folyamatos üledékképződés a nóri és a raeti emeletben kimarad. Valószínűleg itt is ókimmériai kiemelkedő mozgással kell számolnunk. Ezt példázza a kárpáti szubtátrai takaró szárazföldi keuper kifejlődése is. A Rudabányai vonulat verfeni tagozatában mutatkozó gipsz („Haselgebirge"), valamint az újabban fölismert mecseki kifejlődés a verfeni emelet mélyebb szintjében alpi és kárpáti vonatkozásokra utal.

A mecsekhegységi és a bakonyi triász vonulatok közötti kiemelkedett kristályos hegységvonulat szárazulati jellegét kétség-



198. ábra. A Mecsekhegység földtörténeti fejlődésgörbéje

telennek vehetjük észak és dél felé történő, üledékföldtanilag igazolt törmelékszállítással. Ennek a szárazföldnek újpaleozóikumi létezését és lepusztulási törmelékének dél felé történt szállítását igazolta Kiss János az urántartalmú alsópermi képződmények üledékásványtani vizsgálatával.

Részleteiben még vitatott a Dunántúli Középhegység és a Bükkhegység triász képződményeinek kapcsolata illetve tengeri összefüggése. A medencealjzati adatok ismeretében a két terület triász kifejlődésének elhatárolása a turai fúráson túl, szerkezeti vonallal, lehetségesnek látszik. Viszont a Bükkhegység, Rudabányai hegység és a határmenti karsztvonulat triász összletét, nagyvonalúan azonos délalpi kifejlődésűnek véve, nincs akadálya annak, hogy az Alpokból kiindulóan, a Magyar Középhegység triász tagozatait a Bükkhegységen át a szlovákiai karszt területével együtt, összefüggő, tagolt medencealjzatú triász tengernek (esetleg geoszinklinálisnak) tekintsük, délen, a balatonmelléki—velencei kristályos paleozóikum és az alföldközépi, Debrecen—Izsák vonalával határolt kristályos aljzat keretével, északon, a Vepor kristályos tömegének szigetével, ami nem zárja ki a Budai hegység triász kifejlődésének Csővár—Romhány körüli rögökkel észak felé forduló tengerágát sem (Szalai Tibor).

Nagyobb különbségek vannak a dunántúli három elkülönült üledékgyűjtőt képviselő j u r a üledékképződésében, kifejlődésben, rétegösszletvastagságban, üledékhézagokban és hegységképző mozgásokban is. A legteljesebb, folyamatos jura sorozat a Mecsekhegységben, a raeti emeletből üledékfolytonossággal szárazföldi, tengermenti kőszénképződéssel indul (gresteni kifejlődés), s fokozatosan kimaradó terrigén anyaggal, epikontinentális teljes üledékszakasszal, kemogén mészkővel a titon emelet végén regresszióval zárul, mintegy 2800—3000 m üledékvastagsággal, Alpokon kívüli biofácies vonásokkal. Ezzel szemben a Dunántúli Magyar Középhegység nehezebben tagolható, teljesnek mondható bakonyi és gerecsehegységi jura sorozata a Keleti Alpokéval egyező, jellegzetes üledékhiányokkal, mindössze 250, illetve 100 m vastagságúnak becsülhető. A harmadik jura üledékgyűjtőben, a pikkelyes szerkezetű Villányi vonulatban a jura összlet a bath emelet transzgressziós partszegélyi alapbreccsiájával kezdődik, s a kallóvi—alsómalm mészkőrétegekkel zárul. Összes vastagsága 100 m-nél több alig lehet.

Az említett kifejlődésbeli és vastagsági különbségeken kívül a bakonyi jura legföljebb csak egyes kiemelkedett triász dolomit- és mészkőszigeteknek terrarosszás málladékkal födött karsztos térszínével megszakítva, nyílttengeri, de a sekélytengert alig meghaladó mélységű üledékképződés. A krinoideás—brachiopodás hirlatz mészkő ma már általánosan elismert partközeli kifejlődés. A vörös agyagos gumós mészkő szintekre el nem különíthető kevert *Ammonites* faunája sok valószínűséggel hasonló keletkezésű összehordottságra utal. Vitatható volna a radioláriás tűzkőrétegek és radioláriás kovás márga- és mészkőrétegek keletkezése. Ezeknek nyílttengeri volta a föntebbiek alapján is kétségtelen. Viszont breccsiás rétegekkel való kapcsolatuk és a gyors fáciesváltozás szerint semmi esetre sem lehetnek abisszikus keletkezésűek. Ugyanez vonatkozik a bakonyi jura összlet különböző szintjeiben található mangángumók és mangánkérgek keletkezésére is. A bakonyi felsőliász mangánösszlet sok részletében tisztázott üledékásványi és geokémiai keletkezése sekélytengeri nyílttengert jelez.

A triásznál bizonytalanabb a jura tenger elterjedésének kijelölése. A medencefenék kifejlődésében a triásszal szemben semmi változás nincsen.

Az északi országterületen jura rétegeket nem ismerünk. Ezt a területet az alföldközépi és keleti, kristályos aljzatú részen, a felsőtriásztól kezdődően, egészen kiemelkedettnek kell tekintenünk, nyugat felé a dunántúli kristályos—paleozóos részekkel összefüggésben. A Dunántúlon a középhegységi vonulatok jura kifejlődése lényegesen különbözik a mecseki, sőt a Villányi hegység jurájától. A triászvégi kiemelkedés már a Gerecsehegység déli részén és a Budai hegység egészében mutatkozik. Délnyugat felé, a medencealjzaton, a Bakony tengelyében, csak a nagytilaji fúrásban mutatkozott. A kisalföldi medencealjzat egészen jura nélküli, kristályos aljzatú. A középhegységi jura rétegeknek jellegzetes alpi kifejlődése, a nyilvánvalóan erősen lepusztított jelenlegi elterjedés szerint, az Alpokból kiinduló keskeny tengerágnak tűnik az említett szárazulatok között, amelyeknek ilyen közelsége, az üledékekben teljesen hiányzó terrigén anyagok szerint, nem valószínű. Ugyanakkor a mészkőképződmények nyílttengeri jellege a közbeiktatott radioláriás tűzkő- és kovaüledékek szerint sem minősíthető nagyobb mélységű tengernek, mert az üledékes képződmények mozgatott, sokszor hullámveréses övben keletkezett volta, néhol breccsiás vagy krinoideás—brachiopodás alakban vagy posidoniás lumasellával, legtöbbször megállapítható.

Ezek az ellentmondó üledékföldtani jellegek a jura tenger egykori szélességi kiterjedésének a környező egykori szárazföldek nagymérvű összeszűkítő mozgását igazolják, ami nélkül nem magyarázhatók. A jura összlet viszonylag csekély vastagsága sem utal orogeoszinklinálisra.

A Dunántúl déli részén, a kristályos—paleozóos vonulatokkal kétségtelenül elkülönült raeti emeletben indult transzgresszióval kezdődő mecsekhegységi jura tenger üledékföldtanilag, törmelékes ásványanyagával igazolhatóan, a kristályos alaphegységvonulatokkal közrefogott, epikontinentális tenger; kelet felé, a kiskőrösi, nagyszénási, madarasi mélyfúrások szerint az Alföldre is folytatódó kiterjedésben. A Mecsekhegység és a Villányi vonulat között, az Alföld felé szintén folytatódó, elválasztó, kristályos gát-övvel. A jura időszak egészét kitöltő folyamatos üledékképződéssel, a tengermenti lápok kőszénösszletét kísérő durva törmelékes kőzetektől fokozatosan finomabb szemcséjű peliten át a mészkőképződésig terjedő üledékszakasz nagyvastagságú rétegösszletet szolgáltatott; a bakonyival szemben kifejezettebb geoszinklinális, amit orotektonikus gyűrt jellege is alátámaszt. Határozottan interkontinentális üledékgyűjtő, a partközelitől a nyílttengerig terjedő folyamatos süllyedés mértékével lépést tartó sekélytengeri, legföljebb batiális képződményekkel.

A mecsekhegységi liász kőszénösszletnek és kísérő tagozatainak az északalpi gresteni és foltosmárgakifejlődéssel való egyezése közvetlen tengerösszefüggésre mutat az Északi Alpok felé. Ezt a valószínű tengeri összekapcsolást a közbeeső kristályos vonulat megszakítja. Másrészt ugyanez a kristályos tömeg magyarázza a fáciesazonosságot, mint ahogy az északalpi gresteni kifejlődést a Cseh masszívum egykori partközeli helyzete szabta meg. Kelet felé, a legrégibb irodalomban szerepel a mecseki és a romániai, aninai kőszénmedence kifejlődési kapcsolata. Ennek az egykori valószínű összefüggésnek folytonosságát a későbbi szerkezetalakulás során közbeiktatódott morfotektonikai kristályos vonulatrészek megszakítják, s a jura tenger határainak kijelölését bizonytalanná teszik. Ilyen módon a jura tengerrel való összeköttetést kénytelenek vagyunk mai jura mentes részeken keresztül is föltételezni.

Rétegtanilag a kifejlődés tekintetében ugyancsak egymástól lényegesen eltérők a Dunántúli Középhegység, a Mecsekhegység, a Villányi—nagyharsányi

vonulat és az Upponyi vonulat k r é t a képződményei is. A tengeri rétegek mindenütt túlsúlyban vannak, partszegélyi és sekélytengeri üledékekkel, a Bakonyban közbeiktatott szárazföldi vagy lagunás (bauxit) és édesvízi (kőszén) képződményekkel. Ezekből a parteltolódások, kiemelkedések, a törmelékanyagokból pedig a közeli szárazföld jellege az előző időszakokkal szemben határozottan megállapíthatók.

A Dunántúli Magyar Középhegységben, a Bakonyban, Vértes hegységben és a Gerecsehegységben található kréta sorozat sehol sem hézagtalan, rétegtanilag általában összeegyeztethető különböző kifejlődés. A titonra helyenként közvetlenül üledékfolytonossággal (berriázi) települ, másutt üledékhézag mutatkozik (Tata) eróziós diszkordanciával. Ez nyílvánvalóan a juravégi tenger egyenlőtlen kiemelkedéséből ered, s egyes partszegélyszerűen kiemelt részeken lepusztításra utal. Az újkimmériai mozgásoknak ilyen jellegű hatása Dunántúl mindenütt kimutatható. Erre vezethető vissza a Bakonyban a barrémi emeletben megállapított emerziós bauxitszint, az apti emelet tengerének lassú ingressziójával. Egyes helyeken a juravégi kiemelkedés a jura rétegek megállapítható nagymérvű lepusztulására vezetett, karsztos térszínalakítással (Úrkút, Eplény), az apti tenger abráziós pusztításával és közvetlen transzgressziós alapkonglomerátummal (Tata). Föltűnő, hogy a durva törmelékanyagban csaknem kizárólag a közvetlen környezet triász, jura rétegeinek anyagát találjuk, s csak a Gerecsehegység északi részén levő hauterivi—barrémi rétegekben mutatkoznak alárendelt mértékben kristályos alaphegységből származó kvarckavicsok, amelyek az előtérben azóta elsűllyedt területről eredhetnek.

Az ausztriai mozgási szakasz hatásai további egyenlőtlen kiemelkedésekben, üledékhiányban és lepusztulásban mutatkoznak, fölismerhető szerkezeti változás nélkül. Föltűnő, hogy az általános cenomán transzgresszió a Bakonyban alig érzékelődik, sőt a déli Bakonyban eddigi ismereteink szerint a cenomán emelet hiányzik, s az apti—albai rétegek után kiemelkedéssel kell számolnunk, ami a turoni emelet végéig tarthatott.

Barnabás Kálmán legújabb felismerése szerint a halimbai bauxitterületen a bauxit közvetlen fedőjében az eddig alsószenoninak tekintett ajkai édesvízi kőszénösszlet települt. Alatta, a bauxit felső részében az ajkai pyrguliferás faunára emlékeztető, vizsgálat alatt álló édesvízi vagy csökkentsósvízi jellegű csigafauna került ki, hasonló jellegű növényi maradványokkal. A folyamatban levő faunavizsgálat hivatott a bauxitképződés korkérdésének eldöntésére abban az értelemben, hogy a bauxit az Északi Bakony barrémi bauxitszintjével azonos-e, vagy pedig a bauxitfauna esetleg az ajkai szenoni fauna turoni elődje lehet. A szenon elején szárazföldi—édesvízi kőszénképződéssel új üledékképződési szakasz indult, ami az Északi Bakonyban is hasonló partközeli sekélytengeri rétegösszlettel mutatkozik. Ez a turoni emeleti kiemelkedés a szubhercini mozgási szakasznak felel meg. Az ausztriai mozgási szakasszal hozható kapcsolatba a Gerecsehegységnek az apti emelet utáni teljes kiemelkedése. A Gerecsehegységben a felsőkréta üledékek egészen hiányoznak. Esztergom vidékén, a Pilishegységben és a Budai hegység egész területén kréta üledékeknek semmi nyoma sincs, hacsak a visszamaradt feldolgozott bauxitfoszlányok nem tekinthetők ilyeneknek. Ezek a területrészek részben a triász végén, részben a jura végén már teljesen kiemelkedtek, szárazföldi lepusztulási folyamatok hatása alatt álltak. A larami mozgási szakaszban a Magyar Középhegység egész területe kiemelkedett, túlnyomólag töréses szerkezetűvé

vált, szárazföldi mállási üledékekkel (bauxit?), karsztosodással és részleteiben alig kimutatható térszínformálódással.

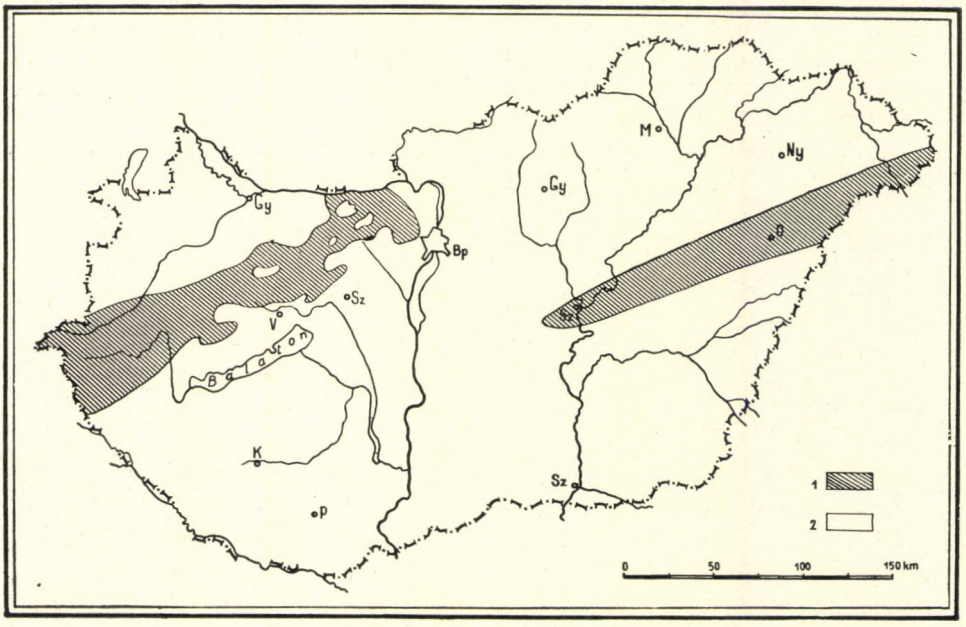
A kréta időszak tengere Magyarország területén új elterjedési helyzetet mutat, a megelőző kristályos alaphegységek lepusztult területének elöntésével, helyenként valószínűsíthető partvonalakkal és törmelékes üledékek terrigén származásának megállapíthatóságával, partszegélyi és sekélytengeri, helyenként zátonyképződményekkel. A Dunántúlon a Kisalföld kristályos alaphegységvonulata továbbra is kiemelkedett szárazföld, középhegység jelleggel. Erről származtatjuk a gerecsehegységi alsókrétában első ízben jelentkező kristályos kőzetanyagú kavicsokat, valamint a gyéren észlelhető diabáz törmelékanyagot. A kiemelkedett mezozóos alaphegység szárazulati képződménye a bauxit. Ez az északdunántúli kréta tengerág kelet felé, a Pilis és Csővár—Romhány körüli kiemelkedett triász szigetek között halad. Északkelet felé, felsőkréta transzgresszióval, az upponyi partszegélyi gozau kifejlődés kapcsolódik a kárpáti kréta tenger orogén fliskifejlődéséhez. Ez az orokinetikus jellegű kréta kifejlődés paleozóos szigetekkel megszakítva és vulkáni képződményekkel födve, keleten a szlovákiai határig terjedőleg, a kárpáti flisövhöz csatlakozik; délnyugat felé, az Alföldi medence közepéig, az ottani kristályos vonulatrészig terjedő medencealjzatot formál, nyugaton pedig a Duna vonalában a dunántúli kristályos vonulatrésszel határolódik. Ez a szerkezetileg is kettős tagozatú, alsókréta és fölismerhetően újraindult transzgresszióval diszkordánsan települt, nagyvastagságú felsőkréta rétegösszlet a déli országhatáron, a madarasi—battonyai és a szomszédos jugoszláviai területen közbeeső megszakítással folytatódik. Üledékképződési és szerkezeti tekintetben a délbaranyai mezozóos vonulattal hozható kapcsolatba, azzal a megkülönböztetéssel, hogy a délbaranyai alsókréta, medenceperemi ingadozó partvonalú, közbeiktatott szárazulati bauxitképződéssel pikkelyes—táblás szerkezetű medenceperemet jelez, míg a medencebelseji felsőkréta gyűrt jellege geoszinklinális képződmény lehet. A kréta tenger kiterjedése mindkét esetben összetorlódott keskeny övet jelez, a kristályos övek közötti megszorulással és szerkezeti határvonalakkal.

Harmadidőszak

A harmadidőszaki ősföldrajzi tagolódás valamivel biztosabb alapokon áll. A szerkezeti mozgások ismerete szerint, a tengernek mindinkább fokozódó kiterjedésével számolhatunk. Az egyes időszakok képződményhatárait helyenként a jellegzetes partszegélyi képződmények mutatják, több helyen a partot jelző fúrókagylónyomokkal is. A felszíni vonulatokban, valamint a medencealakulatban is megállapítható lepusztulás térben és időben ismeretlen mértéke megnehezíti a határok megállapítását. Id. Noszky, Strausz, Majzon és Szentes alapvető ősföldrajzi térképeinek nyomán, földtörténeti ismertetésünk kritikai összegezésével adjuk az egyes harmadidőszaki tagozatok ősföldrajzi térkép-elgondolásait (199—210. ábra).

A eocén tenger lassú benyomulását délnyugatról vezethetjük a Magyar Középhegység vonulatában megismétlődő térszíningadozással, parteltolódással. Az ország területének legnagyobb része az eocén tartama alatt szárazföld lehetett. Két egymással össze nem függő eocén tengerág jelenlétét valószínűsíthetjük, az eocén három tagozatában különböző kiterjedésben. Az egyik a dunántúli, délnyugatról benyúló tengerág, lassú, fokozatos tengerelöntéssel, az alaphegységre mindenütt diszkordáns településsel, sok helyen jelleg-

zetes alapkonglomerátummal vagy szárazföldi képződményekkel, az alsóeocénben édesvízi lápmedencék kőszénképződményeivel a Budai hegységig terjed. A középsőeocénben ez a tengerág a parti részek elöntésével szélesedett, s kelet felé, Budapesten túl, az Alföld Duna menti részére is kiterjedt (200. ábra). Általános tengeri jellegű képződményei partközeliek és sekélytengeriek, a középsőeocén végén parteltolódásokkal, regressziós édesvízi lápmedenceszegélyekkel, kőszénképződéssel. A felsőeocénben újraindult transzgresszió északkelet felé nagy területeket foglalt el a Sajóvölgyön túl, a gömöri karsztig terjedő valószínűsíthetőséggel. A Bükkhegység mentén mélyen benyúló öblö-

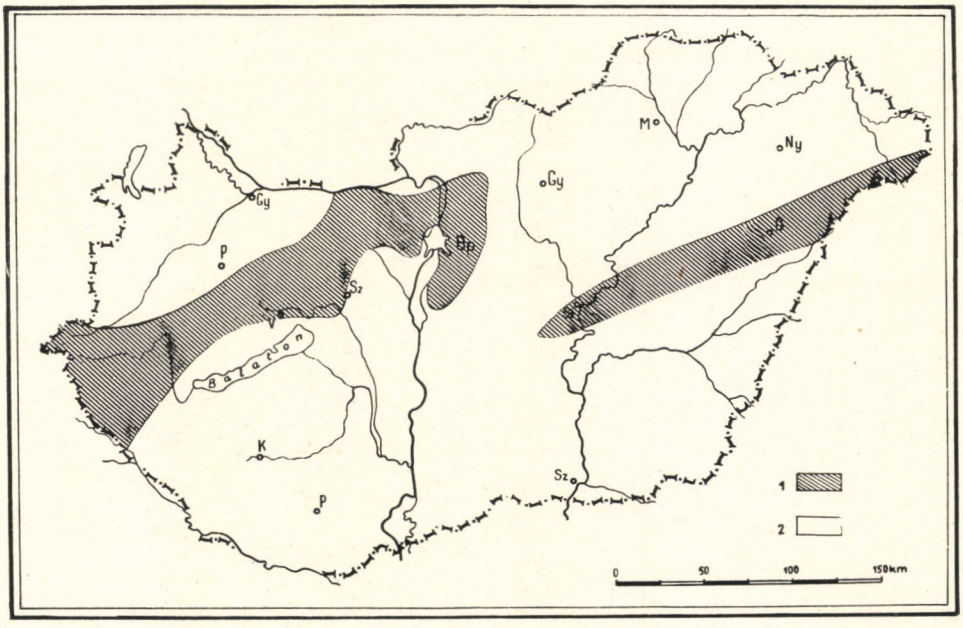


199. ábra. Az alsóeocén ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

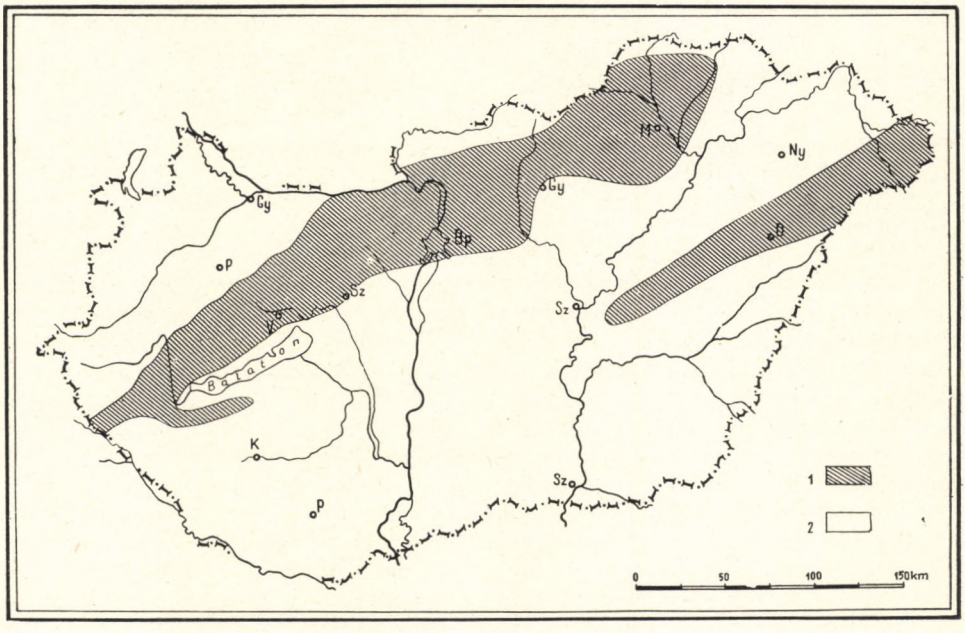
ket és medencéket formált, főként az alaphegység északnyugati szélén és annak előterében. Ugyanakkor délnyugaton elkeskenyedik Sümeg körül végződő nyúlvánnyal, a medencében Dióskálig megállapított módon, s a Balatonfelvidéket megkerülve, délnyugatról Buzsák környékéig benyúló öbölnyúlványt alakít.

Hasonló lefutású az inkább az északkeleti részeken állandósult o l i g o c é n tenger is. Az eocén tengernél kissé szélesebb keretben, közbeeső kiemelkedő szigetekkel a Dunántúl déli és nyugati részén hiányzik.

Az eocénvégi általános regresszió és az azt követő nagymérvű oligocéneleji lepusztulás szerint, a Buzsák körüli mélyfúrásokban megállapított alsó- és középsőoligocén tagozatot a Balaton déli előterében délnyugatról benyúló tengerágként tekintjük, amely a Dunántúl közepéig terjedt. A felsőoligocénben már legföljebb csak a Mura folyó határmenti részéig érhetett. A Dunántúl belső területrészein ugyanis mindenütt a helvéti transzgresszió képződményei



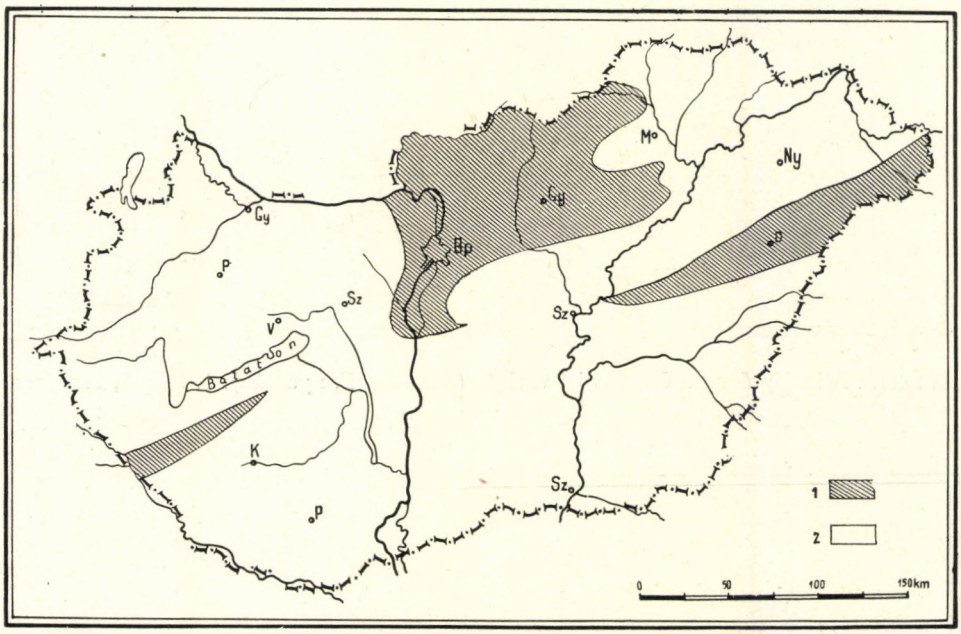
200. ábra. A középsőeocén ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld



201. ábra. A felsőeocén ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

mutatkoznak. Az oligocén rétegek egykori jelenlétét föltételezve, ezeknek alsómiocénben történt teljes lepusztulásával kell számolnunk.

Északkelet felé az oligocén tenger a Budai hegységtől a Dunazugig, dél felé a Duna-vonal mentén az Alföld felé határolódik. Az alsóoligocén északi partszegélyét a Budai hegység durvahomokkő-, konglomerátumkifejlődése jelzi, észak felőli, kristályos alaphegységből közvetlenül származó törmelékanyaggal. Délen is az Alföld közepét kitöltő szárazföld határával (202. ábra), keleten a debreceni mélyfúrás oligocén képződményeit, az eocénhez hasonlóan, északkeletről benyúló, különálló kárpáti tengerágként minősítjük.

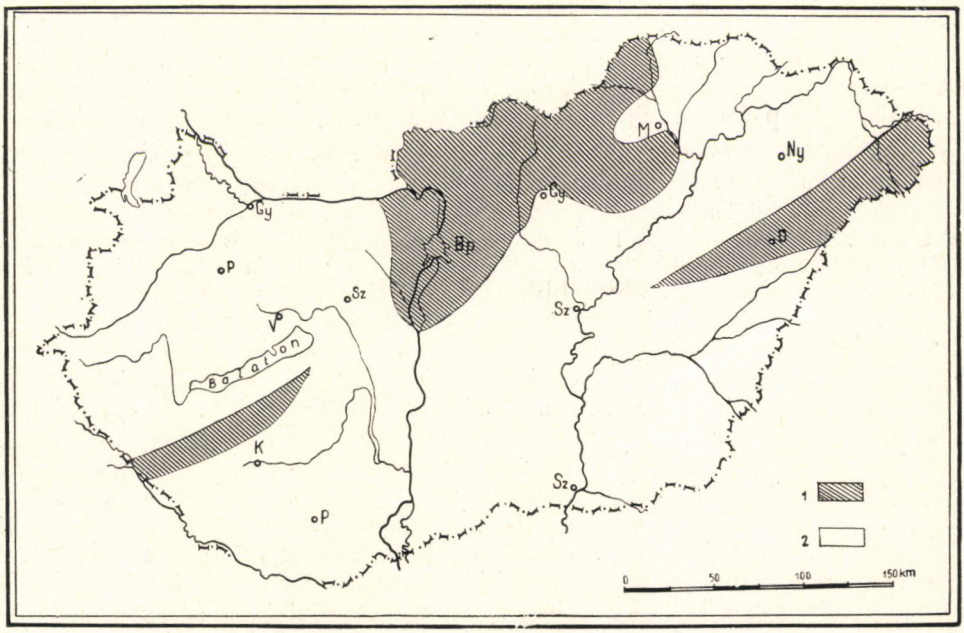


202. ábra. Az alsóoligocén ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

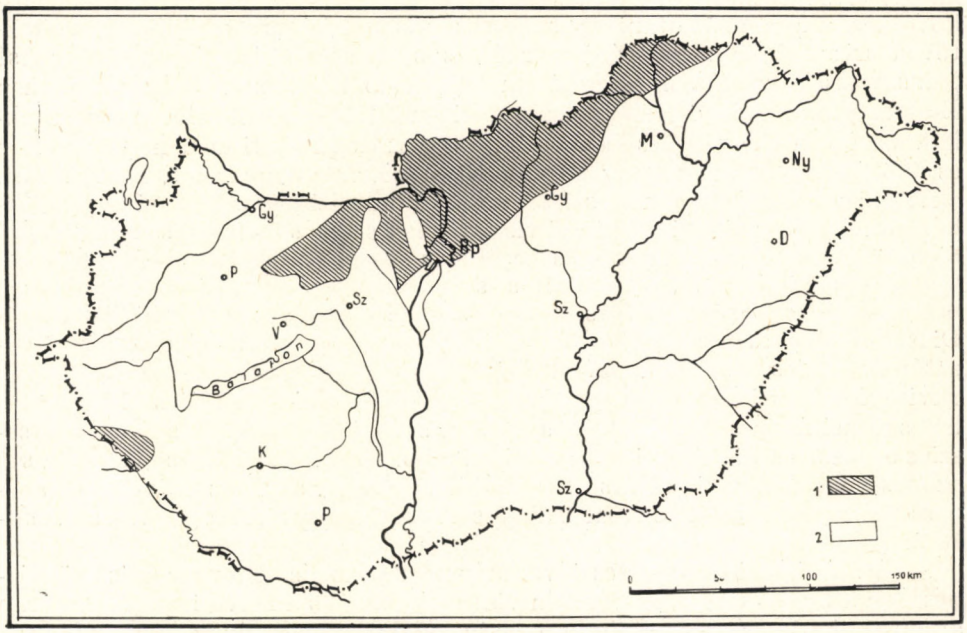
Hasonlóan alakul a középsőoligocén nyíltabb jellegű sekélytengere is. Különálló, délnyugatról benyúló dunántúli és északkeletről Kisújszállásig terjedő tiszántúli tengerággal.

A felsőoligocén tenger a Dunántúlon jelentős regressziót mutat, egyidejűleg az oligocéneleji lepusztítás területrészein szárazföldi képződményekkel bevezetett, új területeket foglaló transzgresszióval, lagunás, delta és szubneritikus édesvízi, csökkentsósvízi képződményekkel, északkelet felé pedig nagyvastagságú csökkentsósvízi és tengeri rétegekkel regressziós, partszegélyi deltaképződményekkel. Az Alföld északi peremvidékén, a földtörténeti ismertetésünk szerint, Gyöngyös—Eger vonalában a felsőoligocén rétegek részben talán lepusztítás következtében hiányoznak, kelet felé az országhatárig terjedően a medencealjzatra közvetlenül miocén tagozatok települnek.

A miocénben újabb lényeges tengeri térhódítás történt. Id. Lóczy találó jellemzése szerint „még a miocén kor elején is egy nagy kiterjedésű



203. ábra. A középsőoligocén ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

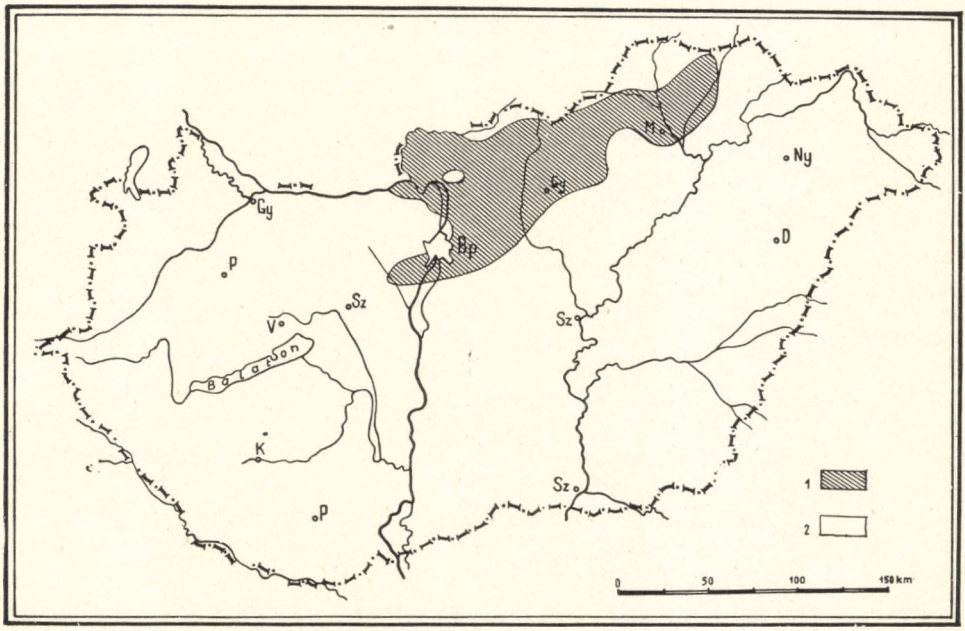


204. ábra. A felsőoligocén ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

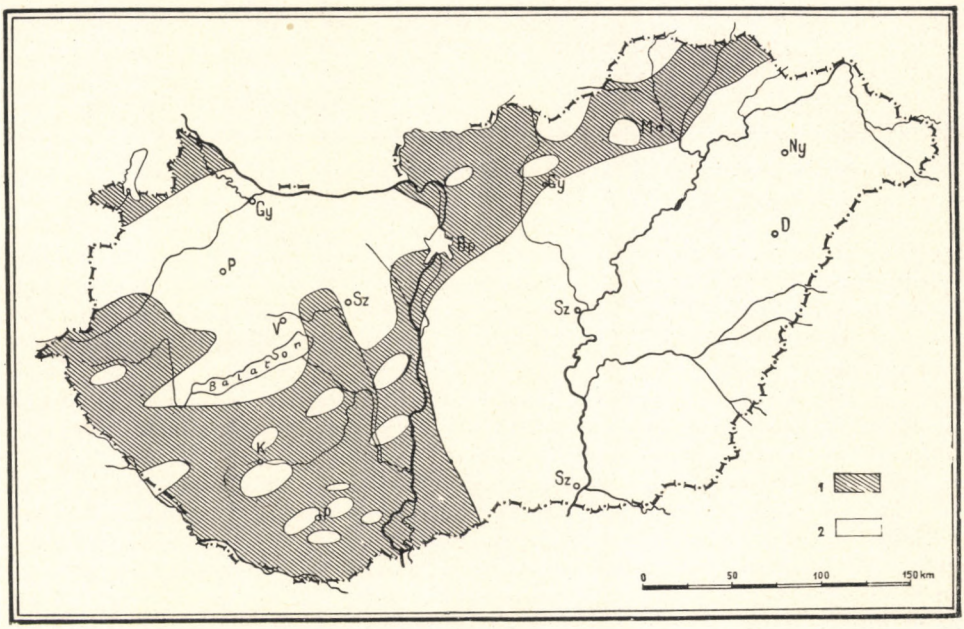
magas altaida—variszkuszi tömeg emelkedett a magyar medence helyén". Ennek a varisztid tömegnek „legnagyobb, de gyengébben most is tartó beszakadása, az andezit- és bazaltvulkánosság paroxizmusával egyidős és a mediterrán—pontusi idők közé esik". A földtörténeti ismertetésből kitűnik, hogy ez a találó megállapítás annyiban szorul helyesbítésre, hogy a varisztid tömeg nem tekinthető egyveretű viselkedésű egységnek. A stájer mozgási szakaszban az alaphegységvonulatok törések mentén földarabolódva, egyenlőtlenül süllyedtek, s az addigi szárazföldi részek pásztásan leszakadozott helyébe nyomult a tenger. Nem borította el azonban egységesen az összes medencerészeket. Láttuk, hogy a Dunántúl egyes részein, sőt az Alföldön is pannóniai üledékek közvetlenül települnek az idősebb medencealjzatra, megelőző miocén rétegek nélkül. Ezek a részek szigetek módjára álltak ki a miocénben, s csak később jutottak tenger alá. A miocén kor egyes tagozataiban kisebb-nagyobb parteltolódások voltak, majd a miocénvégi regresszióból a pannóniai emeletben, a Magyar medencében létesült süllyedő üledékgyűjtőben gyűlt meg a visszamaradó tenger, beltengerként árasztva el ezt a medencét, amelynek vízzel borítottsága ekkor érte el minden időhöz képest legnagyobb fokát. Ebből az egész országot összefüggően borító beltengerből csak szigetekként és félszigetekként állottak ki középhegységeink, amelyekben a pannóniai tenger mai 350 m tszf. térszínéig hatolt. A középsőmiocén tenger mintegy 100 méterrel magasabb szintet jelez, többé-kevésbé jól észlelhető partszegélyi nyomokkal és abráziós térszínnel. A középsőmiocénben és a pannóniai emeletben jellegzetes tönkfelszín alakulás volt, a megfelelő szintek partszegélyi abráziós peremével.

A miocén tengeralakulást az egyes tagozatokon belül szemléltetik a felszíni képződmények kifejlődési viszonyai s a medenceképződmények mélyfúrásokból megismert adatai. Az utóbbiakból készült rétegvonalas rajzok az egyes medencerészek közelebbi alakulására is reávilágítanak. A felsőoligocén végén bekövetkezett regresszió utáni lepusztításos térszínalakulás sok tekintetben érthetővé teszi az oligocén—miocén határkérdést s valószínűsíti a miocén tenger első transzgressziójának a burdigalai emeletre való rögzítését. A Dunántúlon a Budai hegység déli előterületéig, a helvéti emelettel kezdődő miocén tagozatokkal, a miocén határkérdés elenyészik. Csak az északkeleti medenceperemeken és öbölalakulatokban néhány ponton (Diósjenő, Balassagyarmat, Eger) talált, akvitáni emeletre valló molluszka faunák ősföldrajzi helyzete élezi ki a határkérdést. Az Eger vidéki települési viszonyok és számos mélyfúrás egybehangzó bizonyítéka szerint ezek a molluszka faunás rétegek diszkordánsan települnek, különleges kifejlődésű, glaukonitos s azzal összefüggő, lithothamniumos, heterosteginás—lepidocyclinás homokos—mészmárgás felsőrupéli rétegekre, Diósjenő—Balassagyarmat között pedig a kétségtelenül felsőoligocén alsó tagozatának eróziós felszínére. Ősföldrajzilag fönnáll tehát az a lehetőség, hogy az akvitáni emelet időtartama alatt még az oligocénvégi regressziós kiemelkedés lepusztítási folyamatával állunk szemben, s a miocén tenger első transzgressziós szakasza a burdigalai emeletet jelzi (205. ábra). A faunahasonlóságot, sőt azonosságot a nagykiterjedésű szárazföld közelsége, a mélységviszonyok azonossága, a parti áramlásokkal befolyásolt biotop egyveretűsége valószínűsítheti.

A burdigalai transzgresszióval még nem állandósult tenger egész kiterjedésében a burdigalai emelet végén visszahúzódott, s a helvéti emelet határán szárazföldi kifejlődésekkel induló lassú, újabb tengerelöntésnek ad helyet, lagunás, édesvízi, peremi, kőszénképződéses síklápokkal, átmeneti, csökkentsós-



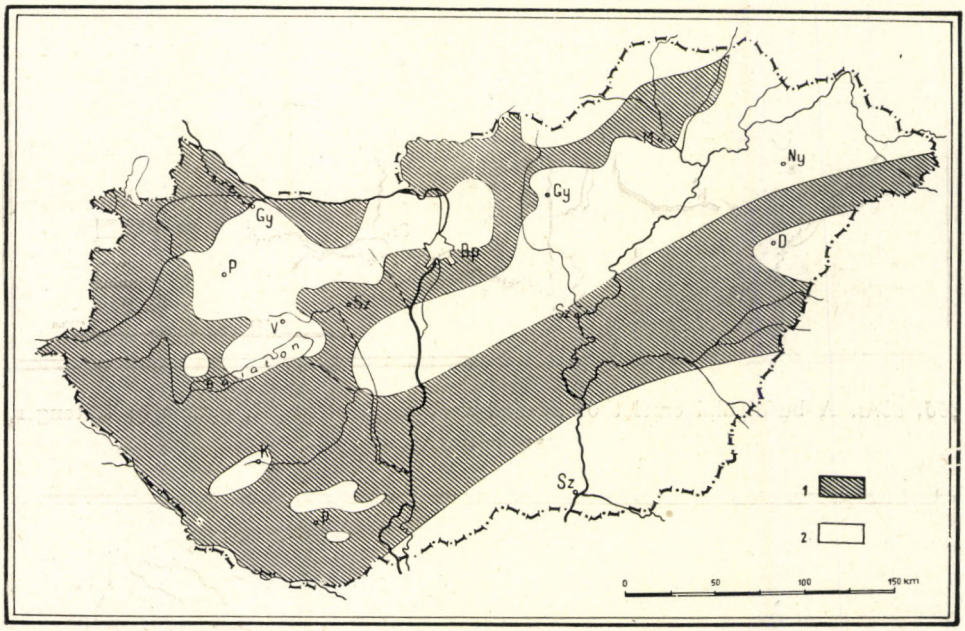
205. ábra. A burdigalai emelet ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld



206. ábra. A helvéti emelet ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

vizi tagokkal, ingadozó partvonalakkal, majd folyamatos süllyedéssel, állandósult tengermedencével. A helvéti tengerből a Dunántúlon és az északkeleti medencében kisebb-nagyobb, pontosabban még nem rögzíthető szigetek álltak ki. Ezzel magyarázható a helvéti üledékeknek a medence minden részében mutatkozó partközeli kifejlődése, delta jellege, keresztrétegzettsége, általában sekélytengeri kifejlődése (206. ábra).

A helvéti emelet végén újabb regresszióval változik a tortonai emelet ősföldrajzi alakulása. A felsőhelvéti—alsótortonai nagy vulkánosság megna-

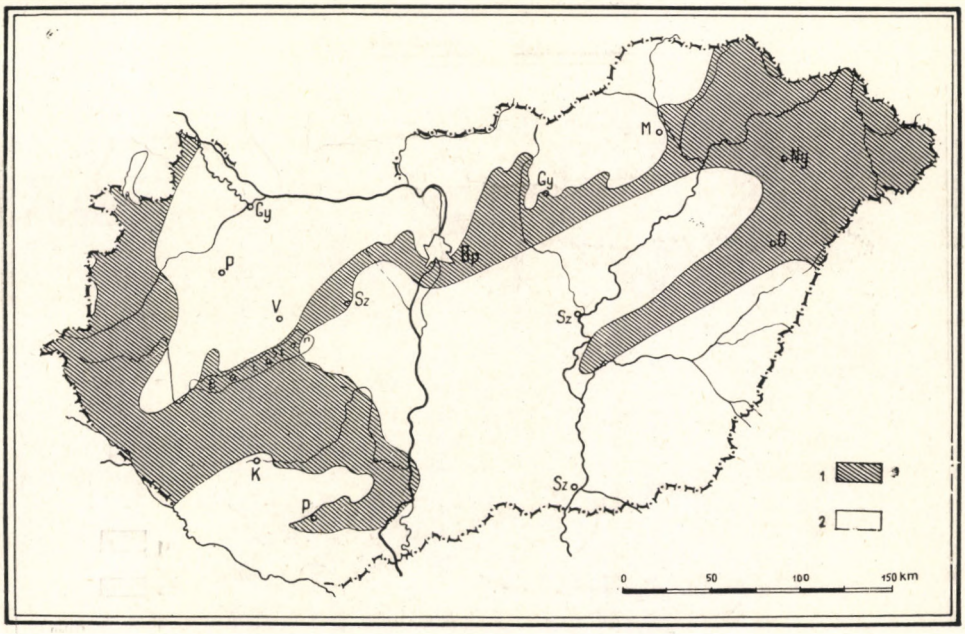


207. ábra. A tortonai emelet ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

gyobbodott szárazulati részek köztes tengerei mentén működő vulkánokkal, kisebb-nagyobb szigetekkel, partközeli vagy nyílttengeri, sekélytengeri képződményekkel mutatkozik. A Dunántúlon és az Alföld közepéig terjedően valamennyi alaphegységvonulat szárazföldként kiemelkedett, jelentős, térszínalakulás rögzíthető nyomaival.

A tortonai emelet végén bekövetkezett általános regresszió a vulkáni utóhatásokkal kapcsolatos kovás üledékeken kívül erős lepusztulással is érzékelődik. A szarmata emelet tengere nemcsak csökkentsósvízi jellegével, hanem a megelőző szárazulatok lepusztult törmelékanyagával, helyenként transzgresszióval jelentkezik. A tortonai emelettel szemben nagyobb terjedelmű, összefüggőbb szárazulati részek közötti szarmata tenger egészen sekélyvízi, partközeli üledékekkel, nagyjában a tortonai tenger kereteiben maradt. A folytatódó vulkánosság termékei, az ország egész területén, a vízi üledékek között riolittufaközbetelepüléssel, gyakori bentonitosodással észlelhetők. A vulkáni működés zöme az ország északkeleti részén láva- és törmelékszórással főként a szárazulati területeken történt a szarmata emelet egész tartama alatt.

A vulkáni képződmények mellett jelentős szerepe van egyéb szárazulati képződményeknek, lepusztulási termékeknek, durvahomok, folyóvízi kavics, delta, homokkő, laguna és mocsári üledékek alakjában, helyenként lápi kőszénképződéssel. Ezek figyelembevétele nélkül történt a magyarországi szarmata emelet csökkentsósvízi képződményeinek a keleteurópai alsószarmatával, a középszarmata alsó részéig bezárólag történő azonosítása, s a felsőszarmata hiányának megállapítása. A rétegtani ismertetésből kitűnik, hogy az ország északi részében nagy területet borító, helyenként nagyvastagságú, nyugaton

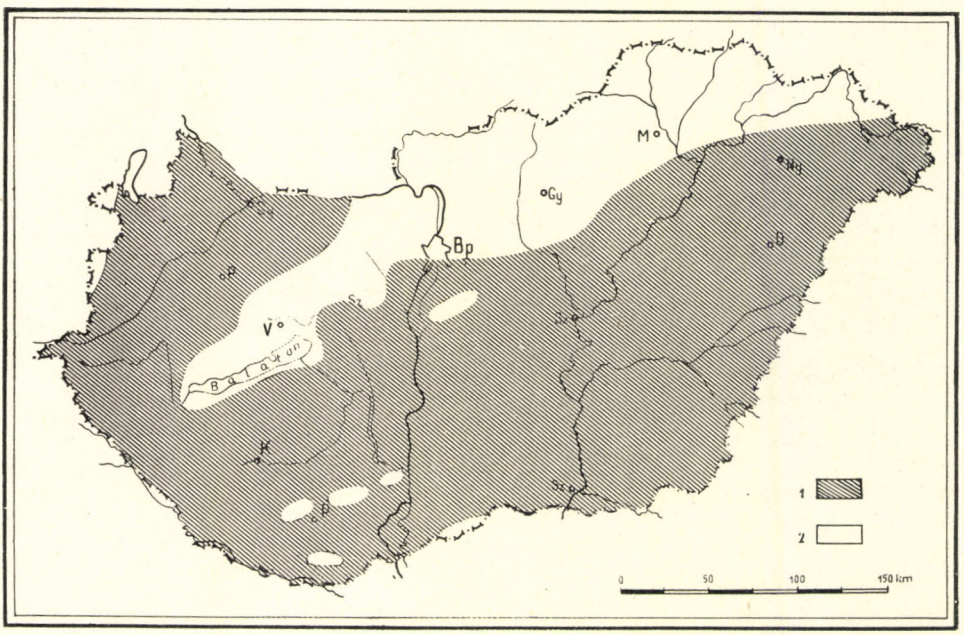


208. ábra. A szarmata emelet ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

többé-kevésbé lepusztított szárazföldi szarmata képződmények többnyire a felsőszarmatába tartoznak. Egyes helyeken azonban a szarmata egészét is képviselhetik, sőt elhatárolás nélkül a pannóniai emeletbe is átmennek. A Pannóniai medence egyes helyein, sőt a felszínen Tapolca vidékén és a Tétényi fennsíkon is, a tortonai rétegek üledékfolytonossággal mennek át a szarmata rétegekbe, s ezek ugyanígy folytatódnak az alsópannóniai rétegösszlet felé. Vagyis a tortonai emelet és a pannóniai emelet közötti szarmata emeletnek jelölt időközt egészen kitöltik. A szárazföldi képződmények jellegzetes *Hipparion* faunájának megjelenése szerint, ez a magyarországi szarmata időköz, az eddigi összehasonlító kritikai vizsgálatok nyomán a keleteurópai hármas tagozatú szarmata emeletnek csak a volhiniai és legföljebb a besszarábiai alemelet alsó részét tölti ki, míg a besszarábiai alemelet nagyobb részét és a kerzoni alemeletet az alsó- (részben középső-) pannóniai rétegösszlet képviseli.

A pannóniai emelet a magyar medencealakulás legjelentősebb süllyedési időszaka, az ország területének legnagyobb részét elborító beltengerrel. A több ezer méter vastagságú pannóniai rétegösszlet a peremi részeken

diszkordáns településsel jelzett transzgresszióval, a medenceterületeken folyamatos süllyedéssel lépést tartó sekélyvízi üledékképződéssel, a fenékviszonyok sokszoros változásával s ezzel kapcsolatos bionomiai különbségekkel mutatkozik. Ez a nagy kéregmozgás a miocén vulkánossággal meggyengült kéregrész izosztatikus kiegyenlítődési folyamata. Lényegileg nem szerkezetalakító, hanem túlnyomólag epirokinetikus mozgás, amivel egyidejűleg a kiemelkedett részeken a mai felszínalakulást megszabó nagymérvű lepusztulás, morfotektonikai folyamatok voltak; a mai térszín 300—350 m tszf. tönkfelületének legtöbbször pannóniai abráziós küszöbbel, partvonalakkal észlelhető voltával.

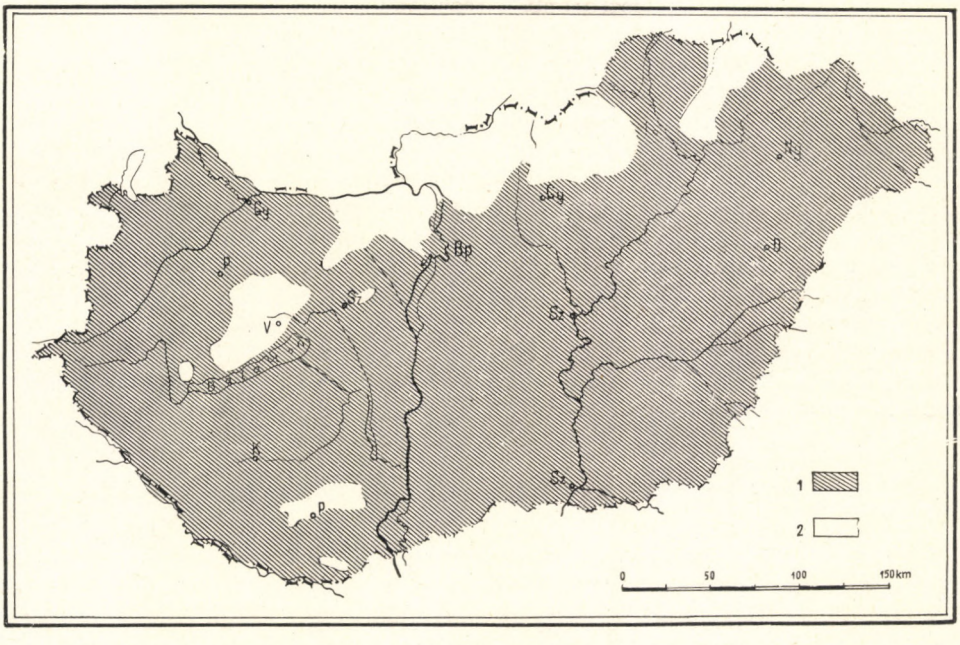


209. ábra. Az alsópannóniai emelet ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

Id. Lóczy Lajos szerint az Alföldi medence legmélyebb részei az Alföld peremén vannak, a középtájakon pedig magasabb földhátak emelkednek. Ezt példázza a Fertő, a Balaton, a Velencei tó és a Sárrét medencerészlete. Ezek a peremi mélyedések nagyon fiatalkori, máig tartó süllyedések. Ezt igazolják a most indult korszerű geomorfológiai vizsgálatok, amelyek a hegységek térszínalakulását egészen fiatalkorúnak, a völgyek bevágódását pliocénvéginek, sőt pleisztocénbelinek találják. Láng Sándor a Mátra kiemelkedését a pannóniai üledékek 300 méteres szintmagasságával értékeli. Winkler-Hermaden szerint a kisalföldi bazaltvulkánosság a mainál jóval magasabb, a pannóniai tenger 500—600 m magasságra föltöltött térszínén történt. A felsőpannóniai emelet végén történt bazaltvulkánosság térszíni formái 100—200 méteres üledékpusztítással alakultak.

A pannóniai emelet egyenlőtlen süllyedésű medencealakulását jól szemlélteti Kertai György medencekutató mélyfúrási adatokból szerkesztett

rétegvastagsági térképe (212. ábra). Ebből kitűnik, hogy medencéink, a peremektől nem nagy távolságban hirtelen mélyülnek. Az ország közepén, átlós irányban, viszonylag kisebb mélységű, tagolt medencetérszín van, amelyben a Tisza vonalában, Szolnoktól északra, nagyobb mélységű süllyedékrész mutatkozik. Az Alföldi medence délkeleti részén, a Körös völgyétől az Alföld közepéig terjedő, nagyjában K—Ny irányú, ugyancsak tagolt süllyedék van, az eddig ismert legnagyobb mélységgel. Hasonló süllyedékgóc mutatkozik a Dunántúlon, a Kisalföld északi határán, a Duna mentén, valamint a délzalai határ mentén.



210. ábra. A felsőpannóniai emelet ősföldrajzi vázlata (SZENTES F. nyomán): 1. tenger, 2. szárazföld

A pannóniai beltenger egyenlőtlen fenéktérszínére utal az a tény, hogy helyenként a felsőpannóniai rétegösszlet, az alsópannóniai rétegek hiányával, közvetlenül települ idősebb rétegösszleteken vagy a medencealjzatra is. Ez a települési helyzet az alsó- és felsőpannóniai tagozatok közötti diszkordanciát igazolja, s egyben intrapannóniai rétegösszlet lepusztítással is számolhatunk. A felsőpannóniai rétegeknek alapkonglomerátummal való közvetlen települése azonban megelőző üledékmegszakítást jelent.

A pleisztocén, a felsőpannóniai feltöltődéses regresszió nagyrészt szárazulati, folyóvízi, tavi, mocsári tagolt térszínén új térszínalakulást létesített, aminek részletezése a geomorfológiai kutatásokra tartozik. A pleisztocén üledékvastagságokból és kifejlődési módokból kitűnik, hogy a Dunántúlon és különösen az Alföldön helyenként nagyvastagságú folyóvízi, mocsárvízi vagy beltó jellegű térszínalakulás volt, a peremeken delta jellegű kavics- és hordalékkerakódással. Ezeknek elrendeződését a Kisalföldön SZÁDECZKY-KARDOSS

Elemér nyomán újabban Winkler-Hermaden részletezte. Az Alföldön Sümeghy József, Mihálty István, valamint Bulla Béla és Pécsi Márton terasz tanulmányai foglalkoztak a pleisztocén térszínalakulás részleteivel. A jellegzetes szárazföldi eolikus löszképződés térszínformálása Kriván Pál folyamatban levő vizsgálatai nyomán, még további megvilágításra vár. Itt csak utalunk arra a pleisztocénbeli nagy lehordási folyamatra, amely a medencekörzeti kiemelkedett területek mai térszíni formáit létrehozta. Föltűnő a Cserhát és a Mátra közötti területeken a jellegzetes lösz hiánya és a talajfagyos jelenségek gyakorisága.

A legújabb morfológiai vizsgálatok, különösen Pécsi sokrétű dunavölgyi tanulmányai a pleisztocénben részleteiben is kimutatható folyamatos kéregmozgásokat ismertek föl. A mozgások, a Duna-teraszok helyzetének magasságkülönbségei szerint, egyes részek kiemelkedését, mások süllyedését érzékeltetik. Pécsi szerint a Duna mai folyási szintjéhez képest a Magyar Középhegység a pleisztocénban 200—250 métert emelkedett, a Kisalföld 200 métert süllyedt. A Duna—Tisza alföldi közén a pleisztocén süllyedés 150—200 m, a déli részen 250—450 m, Tiszántúlon helyenként 1000 m. Ezek az adatok érthetővé teszik a megfelelő süllyedékek pleisztocén üledékfölhalmozódásának nagy vastagságát is. A legjelentősebb mozgások a preglaciális, a mindeli jeges és a mindel—rissi köztes szakaszokra esnek. Utaltunk arra, hogy Budapesten, a Balaton mentén, a somogyi dombvidéken a löszben függőleges elmozdulási formaelemek, törések és vetődések is észlelhetők. A hegyvidéki részeken a pleisztocén és pleisztocénvégi mozgások erőteljes morfokinetikai hatásokkal, eróziós lehordással, völgybevágódásokkal és talajfolyásos jelenségekkel mutatkoznak.

HEGYSÉGSZERKEZETI ÖSSZESÍTÉS

Az ország területének földtani ismertetésében a szerkezeti részek tárgyalásánál sem adhattunk részletes leírásokat. A hegységszerkezeti fölépítés korszerű vizsgálati elemző módszerével törekedtünk a fönnálló kérdéseket megoldani, hogy ezen az úton hegységeinknek és az ország földjének szerkezeti hovatartozását összehasonlító alapon meghatározhassuk. Ebben a tekintetben az alpi—kárpáti övkeret és a dinarida öv közötti területi helyzet szabja meg Magyarország földtani szerkezetét. Fölépítésében bizonytalan asszinti, kétségtelen varisztid alapon, alpi elemek vesznek részt, az Alpokétól lényegesen eltérő szerkezeti formákkal és mozgásmóddal. A Dunántúlon az alaphegységekben is a törések túlsúlyát látjuk, míg az ország északkeleti részében és az alföldi medencealjzati kréta összletekben a Kárpátokhoz csatlakozó mozgásmód mutatkozik.

A varisztid alépítmény az újpaleozóikum óta már nem volt tömbegység. Schmidt szerint „a Tisia már a paleozóos hegyképződések során konszolidálódott". Ennek ellenére nem lehetett sem „Tisia"-tömb, sem részleteiben jellemzett „köztes tömeg" (internid), sem „masszívum", hanem a paleozóikum óta legföljebb kristályos és üledékes vonulatrészekből álló, különböző mértékben tagolt hegységvonulat, mint láttuk, az egyes vonulatrészek más-más mértékű és különböző jellegű szerkezetalakulásával. A mezozóikumban és a harmadidőszakban, ez a paleozóikumban egységes tömb üledékgyűjtőkre és szárazföldi részekre tagolódottan, az alpi mozgási időszakokban már külön-

böző módon viselkedett. Az üledékgyűjtők merevebb képződési jellegét és állapotát STILLE parageoszinklinális megjelölése helyett, mozgásmechanikai tekintetben kifejezőbb kratogeoszinklinálisnak tartjuk (SCHMIDT). A Dunántúli Középhegység, a Mecsekhegység és a Délbaranyai Szigethegység mezozóikumának a varisztid alapon megállapítható elkülönültségét és az alpi geoszinklinálissal való közvetlen összefüggés hiányát tekintve, ezek mindegyike monogeoszinklinális (SCHUCHERT), azaz a varisztid alapon szegélyhegységekkel elválasztott bemélyedés.

A Bükkhegység, Upponyi hegység, Szendrői rögvonulat paleozóos üledékgyűjtőjét, a határon túli Zempléni Szigethegység paleozóikumával együtt, a Kárpátok felé a Moravikumhoz kapcsolódó üledékgyűjtő kiágazásának tekintjük. Varisztid iránya a Hernád-vonalon K—Ny-ról É—D csapásúvá lesz. A Bükkhegység triász vonulata, az északi országhatárig terjedően, a Gemeridák triászával együtt, délalpi jellege szerint, szerkezetileg is az alpi geoszinklinálishoz csatlakozik. Neoid szerkezete a Duna vonalában, valamint az Alföldön dél felé is, a kristályos vonulatba ütközve, határolódik.

Földtörténeti és mozgásmechanikai alakulásban a Magyar medence egésze párkány jellegű kéregrész, állandóbb (stabilabb) hegységrészekkel megszakított mozgékony (labilis) párkány, szárazulatok közti (interkontinentális) fiatal harmadidőszaki belső süllyedék, nagyvastagságú, különböző idejű, folyamatos süllyedést kiegyenlítő üledékképződéssel. Ezek szerint Magyarország földtani szerkezete három oldalról, nyugaton, északon és keleten, varisztikus részekkel van körülvéve, s azok merev tömegeiből kiinduló nyomóerőkkel irányított töréseket mutat. A medence belseje azonban, ugyancsak a merev medencealjzat mozgásaitól függő, ahhoz ülepedéssel és rétegterheléssel hozzáformálódó, tehát változó irányítottságú, tágkeretű, nagysugarú forma elemeket mutat. Ez a medencealakulás a medenceszegélyeken kőszénképződéssel, a medence belsejében olajkeletkezéssel kapcsolatos.

Ebben a tömör összesítésben rögzítettük a magyar föld szerkezetének kratogén, uralkodóan töréses jellegét. SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT több tanulmányban megállapította a törésirányok törvényszerűségeit, a Kárpátok ívén belül ÉNy és DK-i erőirányok hatásából alakult, ÉK—DNy irányú hosszanti és ÉNy—DK-i haránttörésekkel. A Magyar Középhegységre vonatkozóan hangsúlyozta azt is, hogy „térben és időben más, regionális és lokális hegyképző erőknek is fontos szerepük volt". Az oligocén—miocén határán ÉK—DNy irányú hatóerőkkel kialakított É—D és K—Ny-i törésirányokat említ. A szerkezeti részek ismertetésében reámutattunk a különböző időben történt mozgások törésirányait befolyásoló anyaghatásokra és a szerkezeti felépítmény megelőző elrendezettségének visszahatásából eredő irányváltozásokra is.

A kratogén jelleg nemcsak a törésekben nyilvánul, hanem a megfelelő részek emelkedő—süllyedő, tehát függőleges irányú szerkezeti mozgásaiban is. Ez az az epirogén mozgás, ami STILLE értelmezésében az orogén mozgástól megkülönböztetendő. Az eddigi elemző tárgyalásban az egyes hegységrészeink szerkezeti mozgásait, STILLE orogén időtörvénye értelmében, az alpi orogén szakaszok szerint vizsgáltuk, illetve azokkal egyeztetni törekedtünk. A magyar föld kratogén jellegének megállapításával fölmerül az a kérdés, hogy kratogén kéregrészeken a felépítmény orogént jellemző formában, tehát egyetemleges,

irányított gyűrődés alakjában lehetséges-e? Az orogén öveket mozgékony voltukból következő gyűrt vagy takarós szerkezetű hegységképződés jellemzi. A jellegzetes röghegység lehet orogén eredetű elsődleges alakulat, a merevebb tábláknak orogén időszakban történt viszonylag gyors kiemelkedéssel végbement lokalizált szerkezetváltoztató földarabolódása, azaz gyűrődés nélküli szinorogén mozgás. De lehet egy más, előzőleg gyűrt hegységrésznek ugyancsak orogén szakaszban történt földarabolódása, süllyedő—emelkedő mozgással, ami ugyancsak szinorogén, de töréses gyűrthegységre vezet. Végül történhetik kratogén területen, lassú folyamatos süllyedő—emelkedő mozgásból származó szinepirogén földarabolódás, jobbára újraéledt régi töréseken.

Lényegében a magyar kratogén szerkezet germán jellegű tektonika, ami KLÜPFEL szerint vagy valódi töréses gyűrődés, vagy pedig hullámos törésesség lehet. Első esetben a nyergek és teknők a megelőző törési irányokat követik. A töréses rögképződés vertikális tektogenezis, ami a vízszintesen ható összenyomódás gyűrődési jelenségénél idősebb. Előzetes töréseket követő gyűrődés eseteit a Berni Alpokból is leírtak. A harmadidőszaki küszöbök és medencék mindig a mezozóos aljzathoz simulnak.

Ezeket a különbségeket példázzák a magyarországi szerkezeti egységek. Gyűrődés nélküli, elsődleges röghegységként tekinthető a Magyar Középhegység, az egyes hegységtagokban vázolt árnyalati különbségekkel. Gyűrt—töréses jellegű a Mecsekhegység, és szinepirogén továbbtagolódás a medencealakulatok szerkezete. A Bükkhegység gyűrt, pikkelyes szerkezete a Kárpátok legbelső vonulatrésze. Az előbbiek kratogén jellegű különböző szerkezetek, a Bükkhegység ezektől eltérő kárpáti orogén részlet. A kratogén alap nem mindenütt egyforma merevségi állapota tette lehetővé a Középhegység és a Mecsekhegység monogeoszinklinálisának elkülönültségét, s ugyanebből a különböző mértékű merevségből származhatik a különböző szerkezetalakulás is. A medencealakulatok mélyszerkezetében geofizikailag kimutatott szerkezetek nem gyűrődéses formák, hanem magasrögök vagy mélyrögök, illetve vonulatmagaslatok vagy árkos vonulatok. Alaphegységi medencealjzatuk megfelelő törésvonalakkal határolódik. Ugyanezt a képet mutatja a Bécsi medence szerkezete is, azzal a különbséggel, hogy ott az alpi orogén erőteljesebb diszlokációkat létesített.

Közelebbi összehasonlításra akkor lesz módunk, ha a magyar medencekutatás adatai részletes mélyszintvonalas földolgozásban elkészülnek és nyilvánosságra kerülnek.

A magyarországi kratogén szerkezetek alpi orogénbeli szakaszok szerinti mozgáselemeit és mozgási módját az anyag, hely és idő együttesének figyelembevételével kell megítélni. Ez legjobban az üledékképződés folyamatosságából vagy megszakításából tükröződik. Egyes orogén szakaszokban süllyedő mozgású medenceképződés van. Különösen föltűnő, hogy a Magyar medencében a pannóniai (attikai—rodáni—romániai, sőt részben még talán a paszadénai) orogén szakaszok hegységperemi erőteljes pikkelyes reátolódásos mozgásai a medencében csaknem egyetemleges süllyedéssel járó nagyvastagságú üledékösszlet képződésével kapcsolatosak. Utaltunk arra, hogy a medencesüllyedés közben a medenceösszletben általános redőképződés vagy végighatoló törés nincsen. Ebből következik, hogy a felszíni települési rétegződés helyi jellegű adataiból gyűrődési folyamatra vagy a mélyszerkezetre következtetni nem lehet.

MAGYARORSZÁG FÖLDTANI NAGYSZERKEZETI JELLEGE ÉS KAPCSOLATAI

Eddigi rétegtani, ősföldrajzi és szerkezeti elemzéseinkben kizárólag csak az ország területén megállapítható viszonyokra szorítkoztunk. Távolabbi kapcsolatok keresése vagy összehasonlításra törekvés nem is volt célunk. A szerkezeti viszonyok ismertetésében utaltunk az ország területi helyzetéből adódó varisztid alapú neoid felépítmény jellegére. Az ország területe az alpi—kárpáti öv és a dinarid öv között foglal helyet. Neoid szerkezeti fölépítménye felszíni kristályos és paleozóos—mezozóos alaphegységrészekből, paleogén—neogén fedőhegységrészekből és ezek elfödött medencebeli folytatására települt neogén medenceképződményekből áll. Az egész neoid felépítmény kétségtelenül szemiautochton módon, legnagyobb részt autochton helyzetű varisztid alépítményre települ. Orogén gyűrt—takarós szerkezet nélkül, különböző mértékben gyűrtpikkelyes, törve—gyűrt vagy rögökre tagolt szerkezettel.

Területi helyzet szerint Magyarország 1000 m magasságot csak néhány helyen megközelítő középhegységei az erre vonatkozó régebbi irodalomban szerkezetileg az Alpok folytatásának minősültek. SUESS az Antlitz der Erde I. kötetében (1303. old.) a Magyar Középhegységet északnyugatra irányuló mozgással a Balaton hosszában, a Kárpátok belső oldalán, az Alpoknak a Bacherhegységtől délre kiinduló kiágazásaként tekinti. Ebbe a Balaton helyén mélybesüllyedt belsőkárpáti övbe, SUESS szerint, a Bükkhegység is beletartozik. A Magyar Középhegység az Alpokkal egyező tangenciális mozgást mutat. A Dunántúl déli részén, Pécstől kezdve, nyilvánvalóan a Mecsekhegységet beleértve, az országhatáron túl Zágrábig terjedően, rétegtanilag és fölépítésben az Alpoktól eltérő, nagyobb önálló vonulat—tömeget jelez.

Geomorfológiailag SUESS megállapításai mindmáig helytállók, bár közelebbi földtani fölépítés és üledékkifejlődés ismeretére nem támaszkodik. A III. kötet 2. részének egyik megjegyzésében említi, hogy a Magyar Középhegység déli részében ID. LÓCZY és ARTHABER kutatásai szerint, dinári kifejlődés nyomai is vannak (231. old.). Nyilvánvalóan a balatoni triászban.

LÓCZY Magyarország földtani szerkezete c. legutolsó munkája szerint „a magyar medence belső kerülete a pozsonyi kaputól az Aldunáig", „szétfoszlott alpesi darabokból áll". „A medencét elfoglaló mio-pliocén rétegek általában szintes fekvésűek, csak a medence peremén, különösen a délin és a medencéből kiemelkedő középhegységek közelében szenvedtek posthumus töréseket és gyenge ráncolásokat". A nyugati országhatáron levő kristályos paleozóos lepusztult maradványrögöket az Alpok központi kristályos tömegének és a Bachervonulatnak folytatásául tekinti. Az utóbbi nagyvonalú megállapítások az újabb részletmegismerésekkel is igazolhatók.

UHLIG 1907-ben a Kárpátok fölépítésére vonatkozó takarós elmélet szerinti tektonikai átértékelésében a Bükkhegységet a kárpáti belső öv keletalpi kifejlődésű takarójaként tekinti. Takaróként minősítette a Magyar Középhegységet is. A Bükkhegység és a szlovákiai Gemeridák között a Vepor masszivum autochton helyzetét föltételezte.

UHLIG nyomán ugyanígy értelmezte a magyarországi hegységvonulatokat KOBER is. Később, az alpi hegységképződés kétoldali fölgyűrődésére vonatkozó nagyvonalú orogén elmélete szerint Magyarország területét, illetve a Magyar Alföldet az orogén-öv internid részének, hegységeinket „közteshegységnek" minősítette. Ez az orogén minősítés azt jelenti, hogy a Magyar Alföld a Kárpátok és a Dinaridák takarós fölépítésű hegységkeretei között kratogén szerkezetű terület. Az Alföldből kiemelkedő hegységek, mint a Bakony, „különleges zavargások nélküli laposfekvésű rögök", amelyeknek autochton vagy „úszó" helyzetére nézve nem foglal állást (KOBER, 1921).

KOBER óta az „Internid" a Magyar medence földtani szerkezetére nézve gyűjtőfogalom. PRINZ GYULA nyomán „Tisia" néven az Alföld és a Pannóniai medence aljzatának, valamint valamennyi hegységvonulatunk szerkezeti egységének kifejezője. A magyar geológusok, felszíni hegységvonulataink mindegyikére vonatkozólag mindeddig egyetemlegesen elvetették a takarós szerkezetet. Mint láttuk, az alpi orogént jellemző orogeoszinklinális jelleget is. Természetes azonban, hogy az alpi—kárpáti—dinári vonulatok közötti térbeli helyzetből az ország területének különleges hegységszerkezeti jellege adódik. Föntebb reámutattunk már a „Tisia" fogalom eredeti értelmezés szerinti tart-

hatatlanságára, amennyiben a magyar medencebeli mélyszerkezet egységes tömbként nem tekinthető, különböző szerkezeti egységekből álló kratogén. Jeleztük a Bükkhegységnek a kárpáti orogénhez tartozását s a „Tisia"-val szembeni idegen helyzetét. A dunántúli vonulatok között is lényeges szerkezeti különbségek vannak. STAUB az ezzel kapcsolatos közteshegységeket is közelebbről jellemezte mint az Alpok vonulatának keleti szétágazódásait (virgáció). Szerinte Európa klasszikus közteshegysége a Magyar Alföld, a Kárpátok és a Dinaridák között, „pannóniai masszivum". Ahol a láncheggységvonulatok egyes ágai szétválnak, ott kevésbé diszlokált rögök iktatódnak be a szétágazó láncrészek közé.

A Magyar Alföld szerkezeti jellegeinek tekintetében figyelemre méltó BÖCKH HUGÓ Iránra vonatkozó munkája. Az iráni közteshegység (median mass) a takarós szerkezetű övek mögött különböző földtani összetételű terület. Kiemelkedő hegységláncolatai kambrium, devon, karbon, triász, jura, kréta, eocén, miocén és pliocén képződmények rendellenesen egymásrakövetkezéséből álló, alpi jellegű mozgások nélküli szerkezetet mutatnak. Az alépítmény prekambriumi mozgásokkal kialakított térszínén kambrium települ. A további orogén szakaszokban epirogenetikus mozgások uralkodnak, tengerelöntésekkel, különösen a kréta transzgresszió diszkordáns településű rétegösszletével, krétavégi és eocén vulkanizmussal. A neogént akvitáni transzgresszió vezeti be, és igen erőteljes mozgások vannak a pliocén végén, a rodáni mozgási szakasznak megfelelően, újabb vulkáni tevékenységgel.

BÖCKH utal a Pannóniai medence hasonló szerkezetére. Szerinte a Pannóniai medence részben alacsonyabb, részben kissé kiemelkedettebb, mint az orogén előtér. Az iráni „központi tömeg" antiklinálisai és szinklinálisai terjedelmesebbek, mint a Pannóniai medencében, mert az utóbbi kiemelkedettebb és lepusztultabb. Az iráni „median mass" nem alpi, hanem germán jellegű szerkezet, némi hasonlóságot mutat az orogén „előtérrel". Vulkáni aktivitása hasonlóan nagy, de más magmafajtákkal. Az iráni „median mass" mindenütt vulkáni összlettel átjárt, a Magyar medencét a vulkáni koszorú övezi, de erős mágneses indikációk szerint a vulkáni anyagok a mélységben is megvannak.

Magyarország földtani fölépítésében a magyar geológusok sehol sem ismerték el a takarós szerkezetet. Hegységeinket autochtonnak tekintettük. A takaróelméletről ID. LÓCZY hátrahagyott munkájában foglalt határozott állást: „A jelenlegi szecessziós és kubisztikus idők földtani hipotézis művészete, a modern tektonikai takaróelméletek elhomályosították MOJSISOVICS-nak a Keleti Szárazföldre vonatkozó eszméit és gondolatait". „ . . . ennek a kiterjedt területnek egyes részeiben a neogén Alföldig terjedően végbement függőleges mozgások elfogadható és egyszerűbb magyarázatot adnak több olyan jelenségre, amit eddig a takaróelmélet bizonyítékául tekintettek".

Mindezekkel szemben PÁVAI VAJNA FERENC egyik tanulmányában az alpi—kárpáti orogén szerkezeti fölépítését kiterjeszti a „Magyar—Horvát mezozóos-tercier medence képződményeire is". Kiindulási alapja az, hogy „az üledékek elsősorban gyűrődöttek s hogy gyűrődöttségük főképpen a partjukat alkotó régi hegységpászták süllyedéses, oldalas alátolására vezethető vissza" . . . „ezek a pászták a Kárpátok ívével parallel a Dunántúl és az Alföld területén is többször megismétlődtek" . . . „Ezek a süllyedő és emelkedő pászták, mint az alpi—kárpáti geoszinklinális tartozékai, nem epirogenetikus, hanem természetszerűen orogenetikus mozgásokat reprezentálnak". Ezek alapján PÁVAI VAJNA az alpi—kárpáti övkereten belül „harmadik, belső geoszinklinális" hegységszerkezetet képzel.

A Magyarország területének földtani szerkezetére vonatkozó eddigi megállapítások közül még ki kell emelnünk a hegységképződés egyik legkorszerűbb magyarázójának, KRAUSnak legújabb kritikai fölfogását: „Az Alföld a mélyfúrási adatok szerint nem hosszantartó geoszinklinális", még kevésbé a kárpáti és dinarid takarók gyökérterülete. Az Alföld medencéje sokkal inkább egyenlőtlen és harmadidőszaki üledékösszlet, nem geoszinklinális, hanem germán jellegű szerkezet. Csak a pannóniai és levantei üledékösszlet utal késői előmélységre. Ez a harmadkori északalpi—kárpáti orogén déli része. Területi helyzete szerint ehhez csatlakozik a „délalpi szerkezeti határöv (Narbe) KÉK irányú süllyedéke".

„A pszeudogailvölgyi triásztól kiindulóan az Ivanscicán át a Középhegységi röghegységek, a Dunazugig s az oligocén—helvéti germán jellegű Mátra—Bükkhegység felé ÉK irányban vonulnak, valószínűleg az É- és D-Alpok orogénje közötti közös üledékgyűjtő gyenge ágaként elcsökevényesednek kelet felé a konszolidált keleti terület bonyolult szerkezetében".

Kober nyomán a közteshegység jellegei úgy foglalhatók össze, hogy az internidhez tartozó közteshegység az orogén öv merevebb része, ami orogén alakulású is lehet, de rendszerint kratogén szerkezetű szilárd rögökből áll. Az iráni láncok és a Magyar Alföld példája szerint lehet kiemelkedett magas fennsík vagy mélybesüllyedt belső süllyedék. A közteshegység az orogén belső öve, az egyes láncolatrészek elválasztója. Az orogén övnek háttere, sohasem előtere. Üledékképződésben kevésbé óceáni jellegű, epikontinentális rétegsorú lehet. Gyakori magmatizmusa túlnyomólag finális kratogén intermedier, „főként atlanti vulkanizmussal". Az orogén mozgási szakaszokat általános süllyedés erőteljes transzgresszióval jelzi.

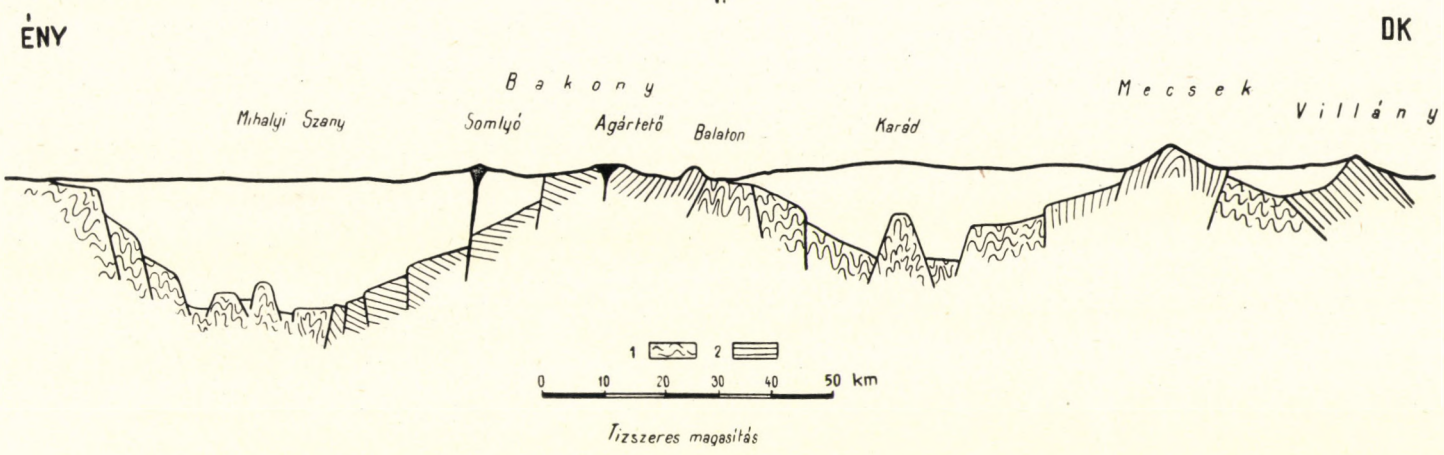
Petkovič (1958) a Magyar medence szerkezetét ugyancsak „közteshegység" jellegű, a Rhodope masszívum kifejlődésével egyező „Pannóniai masszívum"-nak tekinti, ami a Zágrábi hegység Papuk, Fruska Gora és Verseci hegységek északi lejtőjén húzódó tektonikai vonallal elválasztott depresszió alján levő rhodopei kristályos kifejlődéssel függ össze. Ez a lesüllyedt pannóniai kristályos tömeg szerkezetileg már a varisztid orogén előtt, s részben a varisztid orogénben konszolidálódott. Később „diszjunktív szerkezettel" földarabolódott. Az alpi—dinári határkérdésre vonatkozóan kétségtelen, hogy a Pannóniai masszívum közteshegysége nyugaton kiékelődik, tehát itt szerkezeti sebhely (Narbe) van, aminek pontosabb helyzetét és szerepét nem ismerjük.

Nagyon behatóan foglalkozott a Kárpátok „Pannóniai köztes masszívumának" szerkezetalakulási helyzetével Szlávin tanulmánya 1958-ban (Geologicseszkij Szbornik, Lvov 1958, pp. 75—83). A magyar medencebeli mélyfúrási adatok és a rendelkezésre álló szakirodalom fölhasználásával, az Erdélyi medence és a romániai Mte Apuseni, a Bánáti hegység földtani fölépítésének tekintetbevételével találó szintézist adott a belsőkárpáti medenceszerkezetekről. Megállapítása szerint a Kárpátok és a Dinaridák gyűrt vonulata között a Kober értelmében vett „köztes hegység" nagy területén a medencealjzat és a neogén medenceüledékek különböztethetők meg. Az idősebb, újpaleozóos, mezozóos és paleogén kőzetek enyhe redőkbe gyűrődöttek, törések mentén áttolódásokkal tagolódtak és helyenként a medencealjzat sasbércszerű, szigethegység vonulatokban kiemelkedve az alépítmény szerkezetébe bepillantást mutat. A neogén fiatal üledékek enyhe redőkben vagy vízszintes településben vannak. Ezt a szerkezeti fölépítési módot a gyűrt hegységvonulatok között levő „Pannóniai masszívum" jellegzetes szerkezetalakulásának minősíti s azon túlmenőleg minden geoszinklinális gyűrt területen belül, az ilyen „köztes masszívum" jelenlétét általános földtani törvényszerűségnek tekinti. Szlávin szerint az ilyen „masszívum" a geoszinklinális fejlődésének korai szakában alakul s megmerevedett (stabil) állapotát különböző orogén szakaszokon át megtartva, rendszerint fiatal süllyedés területévé válik. A „köztes masszívum" részt vesz a geoszinklinális fejlődésében és befolyásolja a gyűrődések eloszlását, kihat a metallogenezisre is.

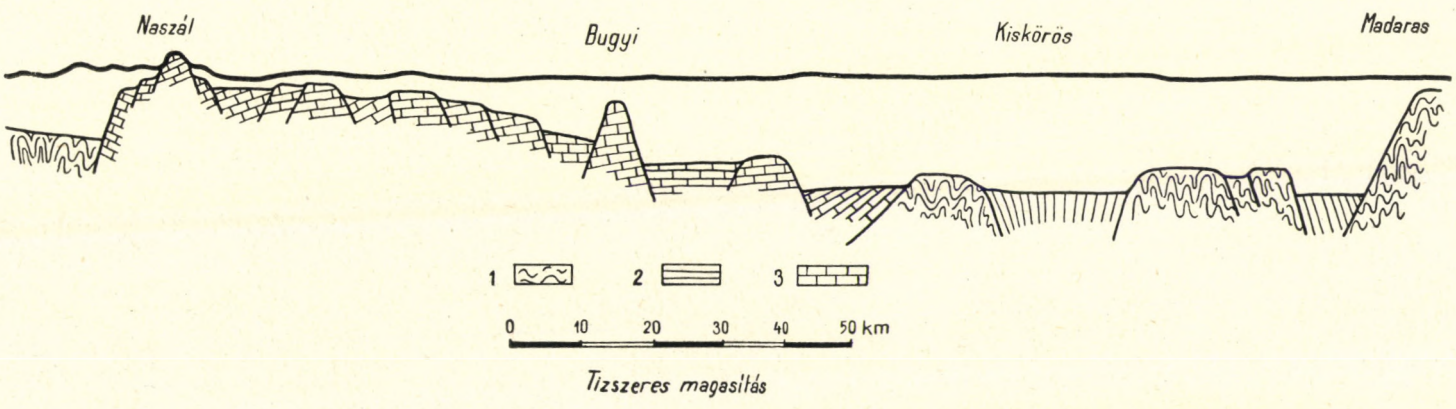
Szlávin az alábbi vázlatos szerkezeti szelvényeinkkel (211. ábra) egyező találó jellemzésével lényegileg egyetértünk, csak a „masszívum" fogalom értelmezésében és a geoszinklinális kapcsolat alábbi üledékföldtani részleteiben adódnak felfogásbeli eltérések.

Az említett megállapítások nagy általánosságban rögzítik Magyarország térbeli helyzetéből adódó, az Alpok—Kárpátok és a Dinaridák közötti szerkezeti jellegét. Nem tisztázhatták azonban az egyes közteshegységi részek földtani kifejlődését, fölépítési jellegeit, egymáshoz és a medenceüledékekhez való viszonyát, kölcsönös egymásrahatását térben és időben. Részletvizsgálatokkal tisztázhatók az egyes részek mozgási módja, a mozgásokkal létrehozott elváltozások, szerkezeti formaelemek az idők egymásutánjában s az alpi—kárpáti mozgási szakaszok viszonyában. Ezek együtteséhez kapcsolódik az

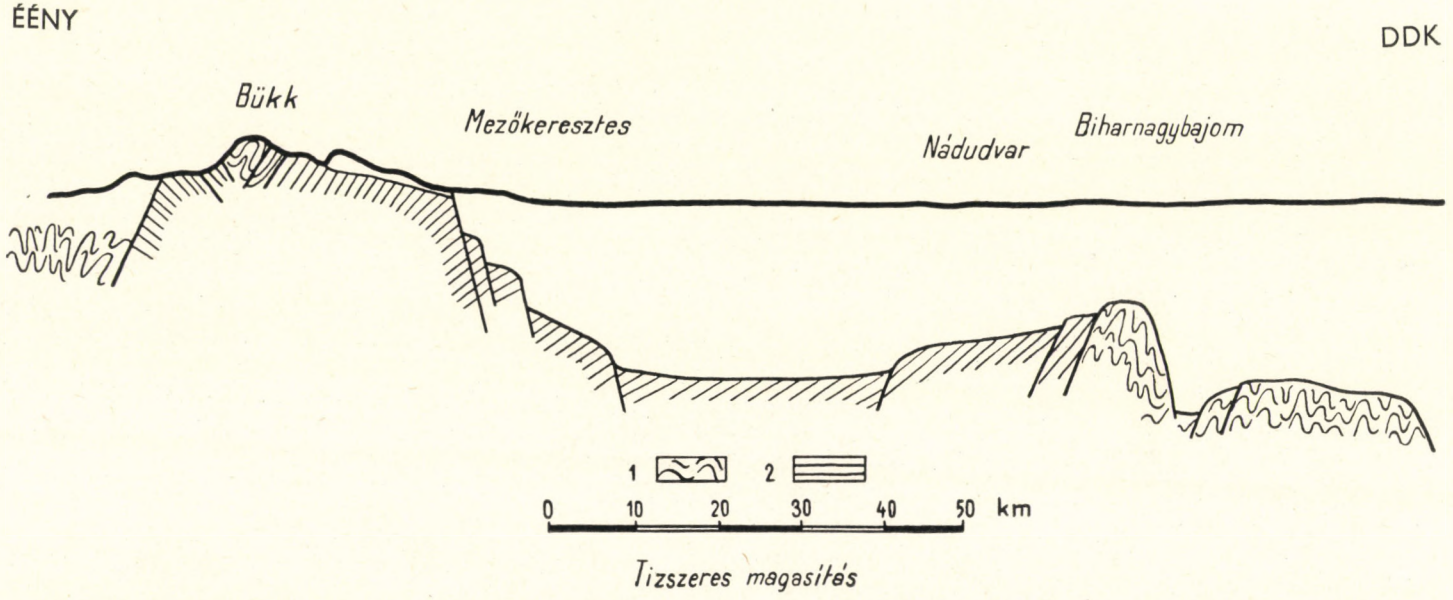
I.


ÉNY
DK
Bakony
Mecsek
Mihályi Szany
Somlyó
Agártető
Balaton
Karád
Villány
1
2
0 10 20 30 40 50 km
Tizszeres magasitás

II.


É
D
Naszál
Bugyi
Kiskörös
Madaras
1
2
3
0 10 20 30 40 50 km
Tizszeres magasitás

III.



211. ábra. Magyarország medencealjzati térszínalakulásának vázlatos földtani szelvényei: I. szelvény: 1. átalakult képződmények, 2. mezozóos képződmények, II. szelvény: 1. átalakult képződmények, 2. mezozóos képződmények, 3. mezozóos képződmények, III. szelvény: 1. átalakult képződmények, 2. újpaleozóos és mezozóos képződmények

ország területén a mezozóikumban gyérebben, a kainozóikum egészében általánossá vált vulkanizmus figyelembevétele is.

Magyarország földtani szerkezetében bizonytalan asszinti és a varisztid alépítményt és a neoid fölépítményt különböztettük meg. A hegységszerkezeti alakulásban csak ezek vizsgálatára szorítkozunk, s a mélyszerkezet oknyomozásában az alááramlásos mozgás magyarázatot AMPFERER, KRAUS szerinti értelmezésben is, egyelőre tárgykörünkön kívül állónak tekintjük. Ilyen értelemben Magyarország földszerkezeti fejlődéstörténetét a devon időszaktól számítjuk, a neoid szerkezetalakulást pedig a triásztól kezdődően vehetjük.

Varisztid alépítmény

A Sopron vidéki és Kőszeg vidéki hegységrészek, valamint a Dunántúli Középhegység délkeleti hátterében, a Mecsekhegység déli és délkeleti hátterében és északi medenceelőterében levő gránit és átalakult palasorozat felszíni maradványai, továbbá a Bükkhegység tengeri karbon és permi üledéksorozata s az északkeleti határszélen található epizónás jellegű átalakult rögök és felsőkarbon szárazföldi homokkő és agyagpala részletek kétségtelenül az egész ország alépítményében általánosan jelenlevő autochton varisztikum jelenlétét mutatják. A felszíni részletekre vonatkozó eddigi ismereteink szerint ez a korántsem egyveretű kristályos alépítmény részben talán kaledonid felgyűrődés, varisztid részletében pedig gránitbatolitbenyomulásokkal merevítve, határozottan perm előtti, szudétai, aszturiai, esetleg a saali szakaszra tehető. Az ezzel kapcsolatos kvarcporfirkitörés kőzetanyaga a középső- és felsőpermi durva konglomerátumban nagy mennyiségben megtalálható, tehát kitörési ideje ezt megelőző, alsópermi lehet.

STILLE szerint ez a magyarországi Varisztikum a középeurópai varisztid csoport szudétai gyűrődési szakaszához tartozik. Ez a nyugati országhatáron levő Sopron—kőszegi részletekre vonatkozóan a Keleti Alpok varisztid központjához való kapcsolat miatt valószínű. Északkeleti, illetve északi mozgási irányítottságuk is erre utal. Töréses pikkelyes szerkezetalakulása, hosszantartó nagymértékű lepusztulással fiatalabb mozgási szakaszba esik.

Nehezebb a Velence—Balatonmenti kristályos vonulat hovatartozásának megítélése. Az idetartozó fillitösszlet, kvarcporfirpala, diabáz, határozottan karbon előtti, kaledonid képződménynek minősül az esetleg hozzátartozó kristályos—féligkristályos mészkővel és dolomittal együtt. Az ezzel kapcsolatos paleozóos üledékösszlet alsókarbon kora vizéi alemeletbeli tengeri faunaelemekkel igazolva van. A gránitbatolit benyomulása és átalakító hatása ezt követőleg a szudétai—aszturiai gyűrődési szakaszban történhetett. A nagyjában DNy—ÉK csapású redővonulat szerkezeti alakulásában FÖLDVÁRI által felismert három mozzanat eddigi ismereteink szerint a varisztikus orogén perm előtti szakaszában lezajlott; nem teljesen alpi, hanem germán jellegű mozgáselemekkel, ami azt jelentené, hogy ez a területszakasz már akkor viszonylag kisebb mobilitású öv lehetett. A későbbi, neoid mozgások során a törések többszörösen kiújultak, s további reátolódásra, eltolódásokra, rögökre tagolódásra vezettek.

A velencei—balatoni varisztidrészlet a soproni—kőszegi résztől kőzetösszetételben és szerkezetalakulás módjában is különbözik. A közöttük levő északalpi kifejlődésű mezozóos hegység az Alpok felé való közvetlen kapcsolat nyomozását megnehezíti. Északkelet felé a Bükkhegység tengeri karbonjával

sem tudjuk még közvetlen összefüggésbe hozni, annál is inkább, mert ott a kristályos alaphegységet nem ismerjük. Dél felé a baranyai kristályos alaphegység más összetétele és a közbeeső mezozóos vonulat eltérő kifejlődése is a baranyai vonulat különbözőségére utal.

A Pannóniai medencerészben, a Balatontól a Mecsekhegység mezozóikumáig, illetve Délzalában a Dráváig terjedő kristályos—paleozóos vonulat összetételben és szerkezetalakulásban is különböző részek pikkelyes összetorlódásából áll. Eddigi ismereteink alapján ebben megkülönböztethető a velencei—balatonmelléki, az alépítményben Pusztamagyaródig megállapított fillit—devon—alsókarbon és gránitöv (Velence—Ságvár), az ettől délre levő Igal—Buzsák közötti devon—újpaleozóikum öve, végül a déli, valószínűleg katazónás—mezozónás kristályos palaöv.

A baranyai kristályos pala és gránit alaphegység ÉÉK—DDNy szerkezeti irányú varisztid, részben esetleg kaledonid lehet. Szerkezeti irányait a mecsekhegységi, későbbi igen erőteljes szerkezeti mozgásirányok teljesen elnyomják. A gránit dinamometamorf, a tektonikus határokon milonitos nyomokkal. A kristályos palaösszlet kétségtelenül kaledonid keletkezésű, az erősen préselt gránittal többszörösen váltakozó, izoklinális álló redőket képviselő összlet. Újabb felgyűrődése a szintektonikus gránittal az aszturiai gyűrődési szakaszba esik, a közvetlen reákövetkező hatalmas kvarcporfirkitöréssel. Ebben az alakulásban már varisztid részletnek számít.

A dunántúli varisztid alaphegységrészletek jelenléte a medencealakulatok alján mélyfúrásokkal is meg van állapítva (Mihályi 1600—2500 m, Várpalota, Siófok, Balatonföldvár 285 m, Inke, Görgeteg, Kaposvár, Szigetvár 617 m); az Alföld alatt, a Duna—Tisza közén a kristályos alap Debrecen, Hajdúszoboszló, Tiszaőrs, Szolnok, Izsák vonalában, mezozóos (triász és kréta) képződmények közvetlen reátelepülésével. A Bugyi község határában mélyített III. sz. fúrásban 1176 m mélységben elért kaolinos—homokos kötőanyagú durva fillit-, kvarcit- és liditkavicsokból álló alapkonglomerátum is a kristályos alaphegység közelségére utal. Tiszántúl, a keleti országhatáron — Biharnagybajom, Körösszegapáti — 1100—1800 m körül ugyancsak elérték a kristályos alaphegységet, amely keleten az erdélyi Biharhegység felé kapcsolódik. Az Alföld déli részén általános megismerésként adódik a kristályos alépítménynek mezozóos képződményvonulatokkal való megszakítása. Ilyen a mecseki—kiskőrösi—nagyszénási vonulat, valamint a villányi—madarasi—tótkomlósi mezozóikum. Az utóbbinak flis jellegű rétegösszlete alatt a kristályos alapot mélyfúrással is megállapították.

Id. Lóczy szerint a Sopron és Kőszeg körüli, a velencei—balatoni és a mecsekhegységi kristályos alaphegységrészek egymástól független elkülönült szerkezeti egységek, a Keleti Alpok kristályos vonulatának szétágazódott darabjai. A velencei és a mecseki valóságos maghegységrészlet, amihez permi és mezozóos vonulat csatlakozik diszkordanciával. A mecsekhegységi varisztid alaphegységet a hozzátartozó kvarcporfir és mezozóikum eltérő kifejlődése szerint a Déli Alpokkal lehetne kapcsolatba hozni. Dél felé pedig a Rhodope masszívumig terjedő összefüggő, az Alföld alá benyomuló tömeg, amit mai ismereteink szerinti körülhatárolással Mojsisovics „Keleti szárazulatával" azonosítunk. A Keleti szárazulat Mojsisovics szerint a Száva jobb partjától Belgrád—Zágráb—Pécs—Szabadka vonalában tűnik el az Alföld alatt. „Bosznia és Hercegovina nyugati részén a paleozóos és mezozóos folytonos üledékek tisztán nyílttengeriek. Kelet felé egy szárazfölddel érintkeznek,

amely Délmagyarország, Középső Szerbia és a Balkánhegységtől délre eső Rumélia területét foglalja magába. Ez a régi Keleti Szárazföld, aminek egyes részei először a jura és a kréta időszakban kerültek tenger alá; ez választja el a boszniai—hercegovinai Alpokat a Balkán rendszertől, ahova a Bánáti hegység is számítandó." Ennek a Keleti Szárazföldnek liászbeli északi partvonalát POMPECKJ a mecseki kőszéntartalmú liászban jelölte meg. Ehhez tartozónak tekintjük a mecseki varisztid kristályos alaphegységrészletet, amely Szekszárd, Kaposvár vonalában, nyugat felé az országhatárig terjedő széles övként, a délzalai medencealjzatban mélyfúrásokkal is meg van állapítva. A Déli Alpokig terjedően ez a kristályos alaphegységöv elhatároló szerkezeti sáv lehet a Déli Alpok és a Dinaridák között. Ezt a szerkezeti helyzetet igazolja KOBER újabb tanulmánya is, ahol ez a rész közteshegységként van feltüntetve. A Keleti Szárazulat tehát, különösen Magyarország földtani szerkezetének korszerű részletvizsgálatában, ID. LÓCZY említett értelmezése szerint újraértékelést kap.

A középeurópai belső varisztid övhöz tartozó magyar területrészen a Bükkhegység tengeri felsőkarbon és permi képződményei földtörténetileg kétségtelenül varisztid képződésű üledékelemek. Kifejlődésben eltérnek a dunántúli tengeri alsókarbontól és a szárazföldi permtől. A legújabb dunántúli fúrásokból (Karád, Buzsák) kikerült karbon rétegek, különösen a felsőkarbont jelző fuzulinás mészkő, a Karni Alpok hasonló összletével azonosíthatók. A bükkhegységi karbonra utalnak ugyan, de a közbeeső kristályos alépítmény miatt közvetlen összefüggésbe hozni még nem lehet.

Ugyanilyen megítélés alá esnek az Upponyi hegység, valamint a Szendrői hegységrögök devon—karbon képződményei, varisztid orogén elemekkel.

Határozott varisztid rögfoszlányok vannak az északkeleti országhatáron Vitány és Felsőregmec községek határában, ópaleozóos csillámpala, kvarcfillit, kvarcitpala és felsőkarbon homokkő alakjában. Ezek a Szlovákiában levő Zempléni Szigethegység mélybesüllyedt kristályos alaphegységrészletei a Moravoszilezikumhoz tartozó, észak—déli csapású varisztid vonulatrészek. Ennek a harántirányú varisztidnek folytatását dél felé a medencealjzatban valószínűsíthetjük a keleti országhatáron (Biharnagybajom, Körösszegapáti) említett mélyfúrási adatok szerint, a Biharhegységig terjedően. ID. LÓCZY utalt már arra, hogy a Bükkhegység, Zempléni Szigethegység, Biharhegység és a Királyerdő az eocénban összefüggő szárazföld volt, amely magas vízválasztóként különítette el az erdélyi eocén medencét a Duna mellékitől. Ez az észak—déli irányú varisztid tömbrészlet csak a neoid szerkezetalakulásban, a középső—felsőmiocén süllyedésben tagolódott szét. Fölmerül itt az a lehetőség is, hogy ez a tömb dél felé, a Tisza vonalában összefügghetett a délről az Alföldre benyúló „Keleti Szárazfölddel" is. Az ezt harántoló s az Alföldre is áthúzódó mezozóos vonulatok ugyancsak varisztid utáni törések mentén történt földarabolódással keletkezett üledékgyűjtők.

A varisztid, valószínűleg alpi jellegű orogén mozgások Magyarország földtani szerkezetalakulásának megállapítható első fejlődési ciklusát lezárják. A következő, neoid szerkezeti fejlődésben Magyarország területén mezozóos alaphegységekben és fedőhegységrészekben, közteshegységekben és medencealakulatokban alpi jellegű gyűrődések nincsenek, csak germán jellegű, gyűrtpikkelyes vonulatok vagy röghegységalakulatok. Kratogén mozgások ezek, orogén szakaszokban is túlnyomólag süllyedő—emelkedő függőleges kéregmozgásokkal, amelyek üledékhézagokban és diszkordanciákban érzékelődnek.

Neoid felépítmény

Magyarország területe a varisztikus mozgások lezajlásával merev aljzatúvá vált, de a különböző veretű varisztid részek már eleve is egyenlőtlen merevségűek lehettek. A neoid üledékalakulást a permtől számíthatjuk. Az üledékgyűjtők alakulása, az alépítmény egyenlőtlen mozgékonysága szerint, valószínűleg a mélyszerkezettől függően ment végbe. Ennek megfelelően, az egyes hegységvonulatok fejlődésmenetében, észak—déli irányban több különböző kifejlődésű öv létesült. A térben és időben mutatkozó szerkezeti különbségek a mélyszerkezeti alakulásban gyökereznek, vagy lokalizált szerkezeti mozgáskülönbségekre vezethetők vissza.

A mezozóos üledékfejlődés teljessége csak az ország nyugati, dunántúli részére szorítkozik. A keleti felszíni részen, a Bükkhegységben és a hozzácsatlakozó északi hegységrészeken a jura és az alsókréta teljes hiányát, a triász és a felsőkréta hiányos kifejlődését találjuk. Valamennyi mezozóos képződmény alpi kifejlődésű, partszegélyi és sekélytengeri üledék, részben ismert származású terrigén anyaggal, ami az autochton keletkezést igazolja. Nyílttengeri, terrigén anyagtól mentes, ugyancsak sekélytengeri üledékek a felsőtriászban túlsúlyra jutó karbonátos kőzetek (dolomit és dachsteini mészkő), de nem mély nyílttengeri a jura agyagos gumós ammoniteszes mészkő, sőt a radiolináris agyagmárga és tűzkő sem. A keletkezési mélységeknek ilyen egyveretűsége és az üledékösszlet megállapítható vastagsága utal az üledékgyűjtő medence süllyedési mértékére.

A Dunántúli Középhegység területén megállapítható kéregmozgások a kréta időszakban kizárólag epirogenetikus jellegűek, a terület különböző részein időben azonosítható módon, de különböző mértékben. Ezekből az egyenlőtlenségekből a különböző hegységrészeken nagyon változó az üledékösszlet vastagsága is. A Bakony teljes kréta rétegösszlete mintegy 700—800 m lehet. Ugyanakkor a gerecsei alsókréta a külszíni föltárások szerint 100—200 m.

Hasonló jellegűek, de egészen eltérő kifejlődésűek a Mecsekhegység apti emeletig terjedő kréta képződményei. Itt általános juravégi kiemelkedést találunk a megindult vulkáni tevékenységgel járó fokozottabb kéregmozgásokkal. A tengermenti, nagyobbrészt szárazföldi vulkánosság láva és tufa anyaga a hauterivi—barrémi faunájú partszegélyi rétegekkel váltakozik. Összes vastagsága 100—150 m lehet. A fauna az atlanti jellegű bázisos vulkanizmus pontos korát is rögzíti. Az alsókréta végén az egész mecseki mezozóos terület az ausztriai orogén szakaszban közel kelet—nyugati csapású redővonulatokká gyűrődött. Az egész hegységet átjáró hasonló csapású trachidolerittelérek a gyűrődéssel együtt keletkezett törések jelenlétére utalnak. Ezeknek a mozgásoknak nyomán az alsókréta felső részén a mecseki mezozóikum egészen kiemelkedett, a körülvevő gránit és kristályos alaphegységgel összenőtt, szűkebb területre szorult, s a középsőmiocénig tartó egységes szárazfölddé lett. A töréses és gyűrődéses szerkezeti formaelemek együttese az orogén mozgásnak germán jellegű hegységformáló hatását jelenti. A hajlítás (gyűrődés) és a törések mozgásmechanikai viszonyaiból, a vulkáni telérek figyelembevételével, a jura végétől az apti emeletig terjedő lassú folyamatos mozgásra következtethetünk, ami a kratogén aljzat ugyanilyen folyamatos nyomóhatását is jelenti.

A Villányi—harsányi vonulatpikkelyek kréta üledékeiben a Mecsekhegységével egyező szerkezeti mozgások fölismerhetők, vulkánosság nélkül.

Kifejlődésben lényegesen eltérő mészkőösszlete a bakonyi barrémi emelet bauxitképződését is mutatja. Az apti emeletig terjedő rétegösszletnek délről ható nyomással egymásratolódott pikkelyes szerkezetében a sekélytengeri kréta üledékek egykori partvonalait nyomozni nem tudjuk. A mozgások kora az ausztriai orogénre tehető.

Az Uppony—Rudabányai vonulat szenoni üledékeiben a keletalpi gozaui összletnek diszkordanciákkal, kőzetkifejlődéssel és faunával is jól elkülöníthető szintjeiből csak a koniaci és a kampáni szinteknek megfelelő, összefüggő transzgressziós rétegek vannak képviselve. Pikkelyként mutatkozó szerkezetalakulása kréta utáni orogén szakaszra tehető.

Mindezek szerint a magyarországi hegységvonulatok mezozóos alaphegységei, keletkezési elkülönültségük nyomán, kifejlődési és szerkezeti különbségeket mutatnak. Kratogén aljzatuk süllyedő—emelkedő mozgási módjához igazodóan töréses gyűrt (Mecsekhegység, Uppony) vagy töréses szerkezettel (Dunántúli Magyar Középhegység). Az üledékösszlet vastagsága szerint (a Bakonyban kereken 3000 m, a Mecsekhegységben 5000 m) azonos tengermélységgel számolva, a mecseki üledékképződés a mezozóos időszakok alatt sokkal gyorsabban mélyülő, tehát mintegy 40 százalékkal mozgékonyabb medencealjzatot mutat. Ez a mobilizmus különbség szabja meg a két hegység szerkezetalakulási fokozatában mutatkozó különbségeket. A kratogén aljzatnak mozgékonyabb voltát igazolja a mecseki kréta vulkánosság is.

A harmadidőszak kezdetén az ország területe a megelőzőleg már kiemelkedett szárazföldi részekhez csatlakozóan, a larami orogén szakasznak megfelelő epirogenetikus kiemelkedő mozgással, teljes egészében szárazföld, nagymérvű lepusztulással és az egyes területrészeknek hegységvonulatokat fölépítő kőzetanyagai szerinti térszínformálódásával. Ennek a krétavégi térszínnek részletei még kevéssé ismertek. Valószínű, hogy a kristályos alaphegységövek magasabbak voltak, s azok süllyedésével járó alátolódás volt a mezozóos övek szerkezetalakító nyomóereje. Mindenesetre föltűnő, hogy a közeli kristályos alaphegységből származó törmelék csak a triász elején, majd a Mecsekhegységben a raeti és a liász rétegekben mutatható ki; a Gerecsehegység északi részén az alsókrétában északról származó kvarckavicsok alakjában jelentkezik újra.

Térszínileg az ország területének déli—délkeleti része folyamatosan kiemelkedettebb maradt, s csak a Magyar Középhegység északi és északkeleti részek lassan süllyedő részén találunk paleogén üledékeket. Az eocén tenger délnyugatról hatolhatott be s a Magyar Középhegység kiemelkedő mezozóos vonulatának szélein foglalt el öböl és medence alakú preformált mélyedéseket, kétségtelenül süllyedő térszínen. Eddigi adataink szerint a megjelölt paleogén határvonaltól délre nincsenek eocén és oligocén rétegek. Ez azt jelenti, hogy az eocén és oligocén rétegek a Magyar Középhegység déli hátterében vonuló kristályos alaphegységre sem terjednek ki, s legföljebb annak északi szélén, a Balaton—Velencei tó vonalában, Úrhida körül transzgredáltak a kristályos alaphegység szegélyére. Ugyanezt találjuk a Magyar Középhegység északnyugati előterében lesüllyedt kristályos alaphegység kisalföldi medencealjzatára vonatkozólag is, ahol beleértve a mai Sopron vidéki és Kőszeg vidéki felszíni varisztid részleteket, a paleogén mindenütt hiányzik. Ezek a határvonalak, mint láttuk, egyszersmind a varisztid alpi jellegű szerkezetalakulást lezáró, illetve a neoid felépítmény fejlődésmenetét bevezető nagyszerkezeti törési vonalak is.

Ezt a szerkezetet igazolja a kristályos alaphegységaljzaton föltört amfibolandezitvulkánosság is (Velencei hegység). Az így alakult paleogén üledékgyűjtő, a közvetlen parti kőzetanyagoktól eltekintve, mindvégig észak felől kapta törmelékanyagát, amit az alsó- és felsőeocén, valamint az alsóoligocén durva törmelékanyagai: kristályos alaphegységből származó kavics, konglomerátum és durva homok igazolnak. Főként az északi előtér kristályos alaphegység tömegének nyomása hozta létre az eocén folyamán észlelhető gyakori parteltolódásokat és azok nyomán a partszegélyi és sekélytengeri üledékek sűrű fáciesváltozásait; a középsőeocénig terjedően általában süllyedő mozgás, attól kezdve az egyes területrészeken változó parteltolódások, majd az eocén végén, a pireneusi mozgási szakasznak megfelelően különböző tartamú kiemelkedés, a Gerecsehegységben, Vérteshegységben és a Bakonyhegységben a felsőoligocénig terjedő üledékhiánnyal, illetve egyidejű, igen nagymérvű oligocéneleji lepusztítással.

Esztergom vidékén és a Budai hegységtől kezdődően északkelet felé a pireneusi szakasz rövid tartamú regresszióval s az alsóoligocénban jelentkező partszegélyi kvarckonglomerátummal, újrainduló süllyedéssel folyamatos tengeri üledékképződést eredményezett, végén feltöltődéses regresszióval. Ez a helyenként 2000 m vastagságot meghaladó szubneritikus oligocén üledéksorozat a paleogén öv keleti medencerészének legnagyobb méretű süllyedési szakaszát jelenti. Miskolctól keletre már hiányzik, és hiánya néhol lepusztítottságot, helyenként egykori szárazföldet jelez. Egertől keletre, a Bükkhegység déli fedőhegységében már a katti emelet is hiányzik. Ugyanakkor a Sajóvölgy nyugati részében az oligocén erősen kivastagodik. Mintha a medence kratogén süllyedő—emelkedő mozgásai a különböző területrészeken izosztáziás módon egymást kiegyenlítők volnának, ami magában véve is kratogén jelleg. Kraus ugyanezt jellemzően mutatja ki az alpi orogénre vonatkozóan is, ami a jelenség törvényszerűségére vall.

Szerkezetalakulás tekintetében a paleogén rétegösszletben gyűrődés nincs. A nagyobb szegélytörések mentén flexurás fölhajlások meredekebb réteghelyzettel mutatkozhatnak. A mélyfúrási szelvények rétegazonossági vizsgálata eddig még nem jutott el a formaelemek pontosabb megállapításáig. Az alpi orogén mozgási szakaszok (pireneusi, szávai) a terület sokszoros függőleges mozgásaira vonatkoztathatók, általános hegységszerkezeti tekintetben azonban inkább a felsőeocén és középsőoligocén andezit-, valamint a felsőoligocén riolitvulkánosságban jutnak fejlődéstörténeti jelentőségre.

A miocén kor Magyarország földtani fejlődésének legmozgalmasabb ideje, mai szerkezetalakulásának mondhatnánk véglegesítője, a magyar medencerészeknek (Pannóniai és Nagyalföld) szakaszos süllyedő mozgásokkal kialakítója. A miocénig terjedő üledékképződés és szerkezetalakulás szerint lényeges különbségek adódnak az ország északi és déli része, valamint a dunántúli és a keleti országrészek között. A különbséget, mint láttuk, a mezozóikumban a hegységvonulatok egymástól eltérő kifejlődései, a paleogénben az ország déli és keleti nagyobb felének kiemelkedett szárazföldje adja. Eddigi ismereteink szerint a miocén üledékek változatos, többé-kevésbé teljes rétegsorozatát csak az alaphegységekhez simuló, fedőhegységként megkülönböztetett felszíni részeken találjuk. Ezeken a részeken a miocén rétegsorozat különböző tagjai kisebb-nagyobb parteltolódásokkal, diszkordánsan települnek az idősebb rétegeken. Mai elterjedésük szerint a medencealakulatokat szegélyező hegységvonulatokban öbölszerűen vagy kisebb-nagyobb medencerészekben foglalnak helyet.

A mai térszínen átlag 450—500 m magasságig terjednek, a nagymértékű lepusztulást is figyelembe véve.

A miocén üledékek teljes rétegsorát a medencealakulatokban eddig sehol sem találjuk a peremi kifejlődéssel teljesen egyező módon. Ez magában véve indokolja a fedőhegység és medencealakulat megkülönböztetését, bár a települési mód mindkét esetben azonos. Téves azonban minden olyan ősföldrajzi elképzelés, ami a Magyar Alföldnek, a Pannóniai medencének és a Kisalföldnek az egész miocénen át egyetemleges tengerrel borítottságát adja. Mindinkább sokasodó mélyfúrási adataink szerint medencéink alján, a Dunántúl legnagyobb részén, eddig csak helvéti, egyes délzalai fúrásokban alsómiocén, esetleg katti rétegek, az Alföldön pedig a tortonai rétegek képviselik a legidősebb miocén tagozatot. A tortonai rétegek a jellegzetes partszegélyi kifejlődésben helyenként, különösen az Alföldön, erősen lepusztultak, sok helyen egészen hiányoznak. Hiányoznak helyenként a szarmata, néhol az alsópannóniai rétegek is. Ilyen esetekben a pannóniai rétegek, sőt csak a felsőpannóniai rétegek, közvetlenül települnek az idős medencealapra. Mindez azt mutatja, hogy a medence süllyedése nem egyszerre, hanem az Alföld helyén állott megelőző szárazföld földarabolódásával, szakaszosan ment végbe, az óstájer orogén szakasznak megfelelő kezdettel, nem orokinetikai, hanem morfotektonikai alakulással.

Medencealakulataink szerkezeti fejlődésmenetének szakaszos volta mellett folyamatos süllyedéssel kell számolnunk. A süllyedés mértéke változó. A közteshegységek közelében a medencealap viszonylag kisebb, néhányszáz méter mélységben elérhető, attól távolodva már többezer méteres mélységekkel kell számolni. Ebből valószínűsíthető, hogy a medencealakulás nem kéreghajlat, hanem töréses leszakadás. Az eddig megismert rétegösszletek vastagságának alapján a délzalai medencerészen mintegy 4000 m süllyedés-értéket kapunk. Az eddig ismert legnagyobb alföldi mélységek alapján az Alföldön is 4000 m süllyedés-értékkel számolhatunk. Összehasonlítva ezt a bakonyi (3000 m) vagy a mecseki (5000 m) mezozóikum rétegvastagságával, az értékek bizonytalansága mellett is föltűnhetik a medencealjzat miocénbeli mozgékonysága, ami a mezozóikum és miocén nagy időtartambeli különbsége szerint legalább harminc—negyvenszerese a mezozóos kéregaljzati mozgásnak.

Nincs közvetlen adatunk arról, hogy a süllyedő medencerészekben időközönként visszaható, pozitív, kiemelkedő mozgás is lett volna. Sőt még a szarmata és pannóniai, helyenként az alsó- és felsőpannóniai rétegek között gyakran a felszíni, peremi üledékekben észlelhető diszkordancia sem mutatható ki a medencékben közvetlenül. Folytonos üledékképződés van itt, a szarmata és pannóniai rétegeknek a peremiektől eltérő kifejlődésével, megkülönböztethető medenceüledékekkel. A tortonai emelet jellegzetes és a felszíni kifejlődéssel egyező partszegélyi jellege megerősíti a süllyedő mozgásnak folyamatosságára és az egyveretű szubneritikus, sőt partszegélyi üledékösszlet lerakódásával kiegyenlített, süllyedésre vonatkozó megállapításainkat. Ez a süllyedésfolyamat a föntebbi üledékvastagság alapján egyenletes keletkezéssel számolva, a keletkezési időtartam szerint évi 1 mm üledékvastagságot jelent, és ennek helyetadó ugyanennyi évi süllyedés-értéknek felel meg. Ez az epirogenetikus jellegű süllyedő mozgás az alpi orogén óstájer, újstájer és attikai mozgási szakaszait foglalja magában, anélkül, hogy ezek a keletkezett üledékösszlet településében szerkezetváltoztató módon érzékelhetők volnának. Ugyanakkor a medencében levő hegységvonulatokban ezek a mozgások igen jelleg-

zetes szerkezetváltoztatásokat létesítettek, amik azonban a nyilvánvaló együttmozgásban a medenceüledékekben egészen ellanyhultak. A zalai medencerész alsópannóniai rétegeiben megállapított egészen lankás boltozatalakok és teknőalakok legnagyobb részt atektonikus, rétegterheléses, az aljzathoz idomult alakulatok. A délzalai, határmenti boltozatalakulás KERTAI, TOMOR szerint orogén gyűrődés. WINKLER-HERMADEN szerint a horvátországi miocén—pliocén határon keletkezett gyenge mozgási intenzitású „szávai redők" folytatása. A medencealjzat különböző mélységben mutatkozó azonos kifejlődésű részletei töréses alakulatok, elegyengetett, megmunkált régi térszínalakulással. A medenceüledékekben a Mura menti vagy a Stájer és a Bécsi medencében kimutatott gyűrődések vagy flexurás alakulatok seholsem észlelhetők.

A felszíni miocén tagozatokban túlnyomólag töréses elmozdulások, vetődések vannak, rögtorlódásos helyeken néhol kisebb flexurákkal. A Mecsekhegység attikai—romániai szakaszra eső igen erőteljes mozgásai a miocén rétegeket, főként a hegység déli és északi szegélyén, nagymértékben kiemelték, álló rétegekké diszlokálták. E mozgások során a mezozóos alaphegységben pikkelyes szerkezet alakult, s a mezozóos összletek a hegység egész hosszában a pannóniai vagy a helvéti emeleti rétegekre reátolódtak. Helyi jellegű reátolódások vannak a pannóniai és szarmata rétegek között is (Pécs).

Hasonló reátolódások vannak kimutatva a szávai mozgási szakaszban a Mátra keleti részén, Bükkszék körül (Darnói vonal) és az Upponyi hegységben is. Mindkét helyen mezozóos vonulatrészek a középsőoligocénre tolódtak reá. Ez a jelentős diszlokációs öv az Alföldön keresztül is valószínűsíthető, esetleg a Dunántúl pikkelyvonulatai közötti folytatással.

Magyarország földjének, alépítményének és felépítményének szerkezeti elemzéséből az alaphegység tekintetében a következő összesítések adódnak:

A Dunántúli Magyar Középhegység vonulatának egyes részei között kifejlődésbeli és szerkezetbeli különbségek vannak, különösen a mozgások mértékében.

A vonulat egészében töréses jellegű, gyakori vízszintes eltolódásokkal és hosszanti egymásratolódásokkal.

A vonulat délnyugati részét tevő Balatoni—Bakonyhegységben az összetolódások nagyobb mértékűek, az északi részekben a vetődések szerinti függőleges elmozdulások túlsúlyban vannak. Ez talán a délkeleti kristályos előtér merevebb voltára, esetleg az északi előtér terjeszkedésére, engedékenyebb voltára vezethető vissza.

A mezozóos üledékek nagy részének nyílttengeri kifejlődése, a Velencei—Balatoni kristályos vonulat, mint egykori szárazulatnak térbeli közelsége miatt, magában véve is csak nagyfokú összetolódással képzelhető.

A Dunántúli Magyar Középhegység a keletalpi geoszinklinális kifejlődéseivel egyező tektonikai nagyegység, takarós szerkezet nélkül, egymásratolt pikkelyekkel. Feltűnő különbségül mutatkozik a szerkezeti mozgások délre és délkeletre irányuló volta.

A Mecsekhegység a Magyar Középhegységtől fejlődéstörténetileg is különálló tektonikai egység, töréses gyűrthegységi jelleggel.

A két vonulat között kaledonid—varisztid hegységpászta húzódik, ami az üledékgyűjtő alakulását s abban az üledékeket is, eltérő módon szabta meg. Ez a varisztikum a mecseki vonulatok periklinális szerkezetét is preformálhatta, a délkeletre irányuló hatóerők délről és keletről adódott ellenhatásával.

A mecseki nyugati és keleti vonulatrészek nagymértékű egymás mellé tolódást mutatnak, s a gyűrt hegységrészeken a fiatalabb törések mentén reátolódások keletkeztek, amelyek az északi és déli hegységperemeken legjobban érzékelődnek.

A Villányi hegység a Mecsekhegységtől független, különálló, rétegtanilag és szerkezetileg is eltérő tektonikai egység, észak felé egymásratolódott pikkelyes szerkezettel.

A Bükkhegység a dunántúliaktól teljesen eltérő, a kárpáti szerkezeti egységekhez igazodó gyűrt—pikkelyes, délalpi—dinarid hegységszerkezet, idősebb, átalakult eruptív kőzetekből és karbon—permi rétegekből álló gyűrt varisztid egységgel, s egy ettől elkülönítendő triász rétegösszletekből álló szerkezeti egységgel, triász és kréta vulkánossággal.

Az Upponyi hegységrész önálló szerkezeti egységként iktatódik be a Gemeridák és a Bükkhegység pikkelyei közé, ausztriai fölgyűrődéssel és szávai mozgásokból eredő megismétlődő, délre irányuló fiatal, pikkelyes reátolódásokkal, mezozóos szubvulkánossággal.

A határmenti karsztos mészkővonulat merevebb, töréses táblás szerkezet, mozgékonyabb alsótriász aljzaton.

A Bódvavölgyi—Szendrői devon—karbon pikkelyrögvidék a Rudabányai—Upponyi vonulat alatti önálló varisztid pikkely, melyre délen esetleg a Bükkhegység karbon—triász vonulata is reátorlódott.

Fedőhegységeink szerkezeti jellege az alaphegységekhez való viszonyuk szerint alakul. Az együttmozgás különösen jól szemlélhető ott, ahol a legfiatalabb mozgások nagyon erőteljesek voltak (Mecsekhegység). Medenceperemi vagy epikontinentális, szigettengeri üledékei geoszinklinális jellegű üledékfölhalmozódást, határozott, irányított gyűrődést nem mutatnak. Eddigi vizsgálataink szerint, helyenként különböző lefutású gyenge redőhullámok kimutathatók, de a törések ezeket föltagolják s legtöbbször felismerhetetlenné is teszik. Az esetleg ellenkező irányú dűlési adatok nem mindig jeleznek redőalakulatot. Országterületi helyzetünk szerint az alpi mozgások megfelelő szakaszai megállapíthatók ugyan a fedőhegységekben is, de a csak törésekkel megszabdalt alaphegységi röghegységszerkezetet további elmozdulásokkal fokozták. A mozgások időrendje valamennyi fedőhegységben egyezőnek vehető, de a mozgások módjában és részleteiben eltérések vannak.

A mélyfúrások szolgáltatta adatokból kitűnt, hogy a medencék alján nemcsak kristályos tömeg, hanem a megfelelő külszíni mezozóos alaphegység triász és jura rétegei is megtalálhatók, az alföldi medencerészben nagy kiterjedésű, a felszíniektől eltérő kréta (flis) képződményekkel, amelyek legtöbbször a kristályos aljzatra transzgredáltak, gyűrt szerkezettel. A kristályos és mezozóos övek szakaszos váltakozásával kell számolnunk, diszlokációs szerkezeti határokkal. A medenceüledékekre vonatkozólag is kitűnt, hogy a különböző medencerészekben nem mindig azonos rétegsorrend mutatkozik, s legszembeötlőbb különbségként a pannóniai rétegeknek közvetlenül a megfelelő medencefenékre való települése észlelhető. Ebből következik, hogy az egykori kristályos vagy mezozóos szárazulat a maga egészében nem egyszerre, hanem valóban különböző időben, részletekben süllyedt alá.

Földtörténeti és mozgásmechanikai alakulásban a Magyar medence egésze párkány jellegű kéregrész, állandóbb (stabilabb) hegységrészekkel megszakított mozgékony (labilis) párkány, szárazulatok közti (interkontinentális) fiatal harmadidőszaki belső süllyedék, nagyvastagságú, különböző idejű, folyamatos süllyedést kiegyenlítő üledékképződéssel. Ezek szerint Magyarország földtani szerkezete három oldalról, nyugaton, északon és keleten varisztid részekkel körülvett s azok merev tömegeiből kiinduló nyomóerőkkel irányított töréseket és azok mentén különböző irányú és méretű mozgásokat mutat. A medence belseje ugyancsak a merev medencealjzat mozgásaitól függő, ahhoz ülepedéssel és rétegterheléssel hozzáformálódó, tehát változó irányítottságú, tág keretű, nagysugarú formaelemeket mutat. Ez a medencealakulás a medenceszegélyen kőszénképződéssel, a medence belsejében olajkeletkezéssel kapcsolatos.

A pannóniai rétegek nagy vastagsága állandóan süllyedő kratoszinklinális jellegű üledékgyűjtőt jelez, amelynek alakulása, ha az alpi—kárpáti, attikai—rodáni gyűrődési szakaszokkal egyeztetjük is, mindenképpen csak szinorogenetikus, azaz orogén időszakkal egyeztethető, túlnyomólag süllyedő (epirogén) mozgás. Az esetleg kimutatható levantei emelet rétegei, sőt a pleisztocén is, legtöbbször nagyvastagságú, a megfelelő helyen tovább süllyedő részmedencében történt üledékképződés, tehát ugyancsak epirogén mozgás. A medenceképződésnek ezek a jelenségei kizárják az orogén jellegű fölgyűrődést, időben és térben egyaránt. Ezekben a rétegösszletekben észlelt, megállapított és föltételezett különböző tengelyű enyhe réteghajlatok, boltozatok vagy teknőalakulatok semmiképpen sem minősíthetők hegységképződéses gyűrődési folyamatnak, hanem a medenceperemek, főként azonban a medencefenék térszíni alakulásához simuló, süllyedési folyamat közben történt ülepedési jelenségek. Földarabolt, egyenlőtlenül mozgott, eltemetett tönkhegységrészeket (buried hills) jelentenek.

MAGYARORSZÁG KÉREGSZERKEZETI SZEREPE

Magyarország földtani fölépítése az alpkárpáti orogén vonatkozásában kulcsjelentőségű. Az Alpidák és a Dinaridák közötti helyzetéből következik, hogy bizonyos átmeneti mozgási jelenségek vannak. Az ország szerkezetileg nem egységes, hanem különböző értékű szétdarabolt varisztid alépítmény és mezozóos felépítmény részek váltakozásából áll, amelyek szerkezeti határövekkel érintkeznek egymással, és mozgásmechanizmusban is különböző viselkedésűek. A Dunántúli Magyar Középhegységnek a Balaton—Velencei tó—Mátraalja vonalában húzódó vonulata északkeleten elnyíródik a Bükkhegység más kifejlődésű és eltérő szerkezetű vonulata felé. Északnyugaton, a Kisalföld alatt mélybesüllyedt kristályos alaphegység határolja, aminek folytatását a Börzsönyi hegység alatt, a szlovákiai Vepor masszívumáig terjedően látjuk. Ez a vonulat határozottan a Kárpátok legbelsőbb része, amit bizonyít az, hogy az említett mátraalji szerkezeti határövtől az északi országhatárig, az elsüllyedt részt fedő miocén kavicsrétegek a kristályos kőzetanyagokon kívül, mindenütt kizárólag kárpáti jellegű mezozóos kőzetanyagú kavicsokat tartalmaznak. Nyugaton a Sopron vidéki kavicsrétegekben ennek megfelelő alpi, a Nógrád—szlovákiai határ vidékén pedig kárpáti jellegű triász kavicsok vannak.

A Magyar Középhegység mezozóos vonulata délnyugat felé, a zalai mélyfúrások szerint triász, jura és felsőkréta rétegekkel, valamint a legújabban megfúrt devon dolomitaljzattal az országhatárig terjedően nyomozható, a medenceüledékek alján a Bacherhegység, illetve a Keleti Alpok déli vonulatai és a Gráci medence felé.

Belső oldalán, a Balaton délkeleti előterében, a medenceüledékek alatt a kristályos alaphegység (fillit, gránit), valamint ahhoz hozzágyűrt alsókarbon, kristályos devon (Szabadbattyán) és a legújabb mélyfúrásokban (Karád, Buzsák) megtalált felsőkarbon fuzulinás mészkő foglal helyet. Ha az inkei 9. és az igali fúrásokban talált mészkövet ugyancsak paleozóosnak tekintjük, úgy ez a kristályos és paleozóos öv nyugat felé, az országhatárig összefüggőnek tekinthető.

Szerkezetileg a Magyar Középhegység alpi kifejlődésű mezozóikuma délre mozgatott vonulat, jóval egyszerűbb töréses pikkelyes, északnyugaton csak röghegységi szerkezettel, a délalpi bázisos triász vulkánosság gyenge nyomaival. Ennek az egyszerűbb szerkezeti fölépítésnek magyarázatát a Balatontól délre említett merev kristályos tömegben keressük. A Bakonyhegységet azonben nem lehet „délalpi krétakori gyűrt vonulatként" tekinteni, mint azt Winkler-Hermaden régebbi munkájában találjuk. Cornelius szerint a Déli Alpok északkelet felé a „gyengén gyűrt" Magyar Középhegységben végződnek.

Ettől délre, a kristályos vonulattal közrefogott Mecsekhegység törvegyűrt, pikkelyes szerkezetű mezozóos felépítmény öve helyezkedik el, dél felé irányuló jelentős mozgatottsággal, alsókréta bázisos vulkanizmussal. Folytatása kelet felé az Alföld alatt a kiskőrösi mélyfúrásban elért teljesen azonos jura kifejlődéssel, trachidolerittal és a nagyszénási hasonló liásszal valószínűsíthető; északi szélén, a szekszárdi mélyfúrásban mutatkozó kagylósmészkő maradványok, verfeni nyomok és gránitszegély, valamint a györei fillitszegély, az Alföldön, Izsák felé eltolódást mutat. A triász mészkő anyaga a kurdi mélyfúrásban elért mecseki jellegű helvéti konglomerátumban is fölismerhető. A kiskőrösi fúrás jura anyagán bizonytalan 10—20 fok közötti rétegdűlés mutatkozik, holott a mecseki jura vonulat északi szárnyán erős zavargások, pikkelyes föltorlódások vannak, meredekre állított rétegekkel. Mindazonáltal semmi bizonyítékunk sincs a Mecsekhegység vonulatának autochton helyzete ellen. Délre irányuló erős mozgatottsága az ausztriai orogén szakaszban fölgyűrődés törésekkel, a stájer szakaszban töréses süllyedésekkel, az attikai szakaszban igen erős egymásratolódott pikkelyeződéssel és a déli és északi hegységperemeken levő hosszanti diszlokációs övekben a pannóniai és helvéti rétegekre reátolódott alaphegységrészletekkel mutatkozik.

Térbeli helyzete szerint a Mecsekhegység a Déli Alpok keleti vonulatelágazódásaihoz sorolható. Másrészt ezekkel közvetlenül nem azonosítható, mert nyugat felé a medencealjzatban megállapított kristályos alaphegység elkülöníti. Mezozóos összlete eltérő kifejlődésű, alsóliász kőszénösszlete gresteni, magasabb liász tagozatai foltosmárga jellegűek, északalpi kifejlődéssel. A vulkanizmushoz kapcsolódó alsókréta is elkülönült helyi kifejlődésnek tekinthető. Kelet felé a Biharhegység csoportjának triász és jura rétegeiben találunk hasonlóságot szerkezetben is, teljes azonosíthatóság nélkül.

Még nehezebb a Dunántúl legdélibb felszíni szigethegységének, a Villányi vonulat hovatartozásának megállapítása. Kifejlődése eltér a Mecsekhegységétől, amelytől közbeeső gránit és kristályos vonulatrész is elválasztja. Hiányos

rétegsora, összetorlódott pikkelyes szerkezete a magyar hegységvonulatok legbonyolultabb szerkezetrészlege. Helyzete szerint a Déli Alpokhoz volna kapcsolható, de délre hajló fölállított redőszárnyak pikkelyes szerkezetalakulásával északra irányuló mozgást mutat; valószínűleg ausztriai vagy szubhercini orogén szakaszhoz tartozóan, esetleg a pikkelyeződés fiatalabb (attikai) keletkezésével. Az utóbbi mozgás a mecsekivel egyezően a közbeeső gránithegység alátolására volna visszavezethető. A Dinaridáktól üledékkifejlődésben eltér és a mozgások idejében is különbözik.

A Villányi vonulat szigethegysége kelet felé a medence alatt eltűnik. Bátánál és Mohácson a Duna medrében az anizusi mészkő kibukkan, ami esetleg a mecseki déli diszlokációs övben, Pécsett a síkságperemen mélyített fúrásokban megállapított megismétlődő pikkelyekhez hasonló gránitperemi pikkely is lehet. A határmenti Madaras körüli fúrások a helvéti konglomerátumban mecseki jellegű perm—mezozóos kőzetanyagot, felsőkréta rétegeket és kristályos palát értek. A Tiszától keletre, a tótkomlósi mélyfúrásban elért daonellás mészkő és dolomit a Biharhegység triász kifejlődésére utal, a Villányi hegység mezozóos rétegeivel közvetlen összefüggésbe nem hozható. Az Alföld alatt itt egyelőre az országhatár szegélyén a kristályos alaphegységet föltételezzük (Pusztaföldvár, Battonya, Madaras). Délebbre Jugoszláviában, a Tisza melletti becsei mélyfúrásban, a tortonai rétegek alatt, felsőkréta (cenomán) flis jellegű összletet találtak, ugyancsak kristályos aljzattal.

Mindezekből következik, hogy a Pannóniai medencerészben levő hegységvonulataink alpi kapcsolatúak ugyan, de közvetlen összefüggést az Alpok keleti szétdaraboltsága miatt nem találunk. Egyszerűbb szerkezetalakulásuk az Alpokéval szemben éles különbség, általában azonban közelebb állnak a Déli Alpok viszonylag egyszerűbb szerkezetéhez. Metamorfizmus nincs, a plutonizmus aránytalanul kisebb. Kelet felé a Pannóniai medence szigethegységei áthúzódnak az Alföld alá is. További folytatásuk a tiszántúli medencerészben az eddigi mélyfúrásokban megismertek alapján más kifejlődésű, inkább a tágabb értelemben vett Biharhegység az „Apuseni hegységrendszer" vonatkozásait mutatja. Ebbe a hegységrendszerbe tartozik a Bihar (Bihor), a Béli hegység (Kodru Moma), a Királyerdő (Pădurea Crajului) és a Gyalui hegység (Gilău). Ezek szerint a Tisza vonala körül elkülönítő szerkezeti határvonalra vagy legalábbis kifejlődésbeli eltérésre lehet következtetnünk a pannóniai vonulatövek keleti folytatásában.

Az utóbbi földtani kifejlődésbeli és szerkezeti viszonyait a régebbi magyar földtani vizsgálatok tisztázták és a Kárpátok rendszerében levő helyzetüket Rozlozsnik Pál nagyvonalú munkája foglalta össze. Az Apuseni hegységrendszerben két mezozóos részgeoszinklinálist különböztet meg. Az egyik a bihari (Kordu Moma, Királyerdő), a másik az erdélyi érchegységi. A bihari hegységszerkezeti egységek irányvonalai az Északkeleti Kárpátokéval egyezők, az érchegységi (Déli Bihar, Hegyes Drócsa) szerkezeti vezetővonalak a Déli Kárpátokkal egyeznek. A bihari hegységszerkezeti egységek kristályos palaaljzaton, pikkelyesen egymásratolt lenyesett takarók; teljes mezozóos sorozattal, kétféle kifejlődéssel. A bihari kifejlődés partközeli, a béli kifejlődés a tengerparttól távolabbi, nyílttengeri. Rozlozsnik szerint a geoszinklinális részarányos üledékképződése esetén a béli medenceközépi kifejlődéshez nyugaton, a mélybesüllyedt alföldi folytatásban újból bihari, azaz partközeli kifejlődésnek kellene következnie. Ezt az elgondolást az azóta lemélyített mélyfúrások említett megismerései szerint (Tótkomlós, Kiskőrös, Nagyszénás, Madaras)

a Mecsekhegységig terjedő folytatásban valószínűsíthetjük. Rozlozsnik utal arra is, hogy a bihari és a béli, lényegében heteropikus fáciesterületek között levő juravégi kiemelkedés és az azzal járó krétaeleji bihari bauxitképződés után, ami szerintünk a bakonyi és a nagyharsányi területen is érzékelődött, a béli fáciesterület szárazföld maradt, míg a bihari területen nagyvastagságú, felsőkrétát is bezáró kréta üledéksorozat keletkezett.

A délebbi, Hegyes Drócsa, Erdélyi Érchegység és a Torda—toroczkói vonulatok eltérő hegységszerkezete és üledéksorozata a magyar viszonyok összehasonlításában egyelőre figyelmen kívül hagyhatók.

Ugyanilyen szerkezeti határvonal állapítható meg északon a Magyar Középhegység északkeleti végső rögein túl, a Bükkhegység eltérő kifejlődésű és szerkezetű vonulata felé. Ezt a szerkezeti elhatárolást a Kárpátok főgyűrődési szakaszára valószínűsíthetjük. Ez az északi szerkezeti határöv a nyugatmagyarországi kristályos alaphegység Kisalföldi medence alatti határvonalának folytatásában, a Börzsönyhegység alatt halad az északnógrádi részen át Balassagyarmat, Salgótarján körül a szlovákiai Vepor felé, a Bükkhegység és az Upponyi hegység közötti irányban. A mezozóos vonulat bizonytalan elhatárolását a bükkhegységi triász kifejlődés felé, a Mátra előterében, Tura—Gyöngyös körül jelölhetjük meg. A turai mélyfúrásban (1633 m) szürke kalciteres mészkő a bükkhegységire emlékeztet, a gödöllői mélyfúrásban (1893—1923 m) határozottan a Budai hegységből ismert dolomitos dachsteini mészkő mutatkozott. A Jászberény—Szolnok körüli medencealjzat bükkhegységi triászra utal.

A Bükkhegység pikkelyes gyűrt vonulatát, valamint az attól szerkezetileg elkülönült Uppony—Rudabányai pikkelyes reátolódásos vonulatot a Kárpátok felé átmeneti tagként tekintjük, igen erős germán jellegű szerkezettel. A szávai orogén mozgási szakaszra eső, délre irányuló mozgásai az oligocén összletre való reátolódással vannak megállapítva (Darnói vonal, Uppony—Rudabánya).

Az Aggtelek és Szin közötti karsztos triász mészkő a Gemeridák töréses—táblás vonulatának tartozéka. A Gemeridák a kárpáti orogén vonulatok legbelső öve, a Déli Alpokra emlékeztető egyszerűbb fölépítéssel. Nem gyűrt—takarós, hanem délre irányuló, főként rétegközi, horizontális, diszharmonikus mozgásokkal. Az utóbbiak a merevebb táblás mészkőösszlet fekvőjében, az alsótriászban igen erőteljes gyűrődésben, kipréselődésben, elfenődésben mutatkoznak (Rudabánya—Perkupa), míg a mészkőösszletben törésekben érvényesültek. A Déli Alpokkal való hasonlóság a bázisos vulkánosságban is igazolva van (szerpentin, dioritgabbró). A mozgások kora a Kárpátok ausztriai főgyűrődési szakaszára esik szinorogén, esetleg posztorogén szubvulkáni működéssel. A délre irányuló pikkelyeződésre vezető mozgások a szávai szakaszban történtek.

A Bükkhegység és az Upponyi—Rudabányai vonulatrészek kárpáti kapcsolata kifejlődésben, főként azonban szerkezetben határozottabban kimutatható, mint a Pannóniai medencerész vonulatainak alpi kapcsolata, valamint a keleti medencealjzat kifejlődési hovatartozása. Látjuk, hogy az északkeleti országterületen, a Bükkhegységtől az északi határterületekig ilyen szerkezeti különbség nincs. Itt az északi hegységvonulatok szorosabban simulnak a kárpáti orogénhez, s ennek megfelelően a legfejlettebb germán jellegű pikkelyes reátolódásokkal varisztid (pfalzi) fölgyűrődés, hozzágyűrődött ausztriai mozgású mezozóos redőpikkelyek és szávai szerkezetalakulás mutatkozik. Az

északkeleti szlovákiai határon, a Zempléni Szigethegység varisztikumának karbon rétegei húzódnak át, s egyes rögökben felszínre bukkannak az andezitösszlet alól.

Dél felé a medencealjzat szerkezetalakulásának részleteit nem ismerjük, de annak valószínűsített erdélyi kifejlődése, az „Apuseni-hegységrendszer" földtani alakulása, mint említettük, a magyar geológusok megállapítása szerint keletalpi kifejlődésben, alpi szerkezetű takarókból áll. Az alpi rendszerben való helyzetéről különböző vélemények alakultak. Ebben a vonatkozásban érdemes idéznünk ID. LÓCZYnak, a terület első részletes kutatójának 1916-ban VITÁLIS ISTVÁNhoz intézett magánlevelében foglaltakat: „. . . A Keleti (Stájer) Alpok és a Felvidék masszívumai (maghegységei) egészen más tektonikai szereppel bírnak. Az utóbbiakat határozottan autochton, helybenálló, azonban erősen összetört és pikkelyes egymásbatorlódott NW-SE, NNW-SSE és NNE-SSW irányú hasadékokkal, árkos süllyedésekkel megzavart horsztos variszkusi szigetnek tartom. A variszkusi horsztokban is az oligocénig tartottak a mozgások, törések, kiemelkedések. Az északnyugati, belső maghegységeknek tükörképe, szimmetrikus hasonmása a Kodru masszív, amelynek NW-SE irányú emelkedéseiben ugyanazok a szubtatrikus fáciesbeli kőzetek vannak, mint északnyugaton. Permkvarcit, kösszeni rétegek, gresteni rétegek, liász, jura, bakonyi triász közbetelepedésekkel társulnak és pikkelyesen egymásba torlódtak. Itt a kárpátbeli és keleti alpokbeli fáciesek a bakonyi és déli alpokbeliekkel planparallel társulnak. Messziről jött takaróknak nincsen nyoma . . ".

ID. LÓCZY itt idézett szemléletét nagy vonásokban igazolják ROZLOZSNIK részletes szerkezeti és hegységképződési magyarázatai. Szerinte a bihari geoszinklinálisból keletkezett hegységek hegységszerkezete nem germán vagy szász (szaxoni) jellegű. Jellegzetes orogén szerkezet, lenyesett takaróképződéssel.

A bihari hegységcsoportoknak az alp—kárpáti hegységkeretben levő, takaróelmélet szerinti helyzetével többen is foglalkoztak. STAUB felső keletalpi takarónak tekintette. KOBER a bihari csoport paraautochton takaróképződéseit az internid keleti szélső tagjául ábrázolja. MRAZEC a kristályos palaösszletet a közbenső tömeghez tartozónak veszi. A különböző hegységmozgási magyarázatok közül leginkább elfogadhatónak látszik ROZLOZSNIK összefoglalása. Szerinte „az alpesi orogén egyenlőtlen összetételű területen fejlődött ki, amelyen tektonikailag kevésbé merev, mozgékonyabb öveken belül tektonikai értelemben vett merevebb tömegek is helyet foglaltak. Az alpesi—kárpáti orogén területének perm előtti egyenlőtlen felépítése folytán a különböző területeken az alpesi geoszinklinális kiképződése is különböző módon következett be". „. . . a geoszinklinális elsekélyesedett, az erdélyi területen pedig egyes ágakra, részletgeoszinklinálisokra bomlott föl".

Végül még megemlítjük, hogy az Apuseni hegységrendszer STILLE legújabb szintézise szerint legnagyobb részt alpi jellegű, kezdeti vulkánosságú, a kárpáti orotektonikához tartozó „bihari geoszinklinális" alakulat. Ez a Maros geoszinklinálisból északdéli harántirányban kiágazó nyugati hegységrész a „Bánsági Kárpátok"-nak a kárpáti háttérbe, északra beszögellő tartozéka. Az Apuseni hegységrendszer, ROZLOZSNIK megállapítása nyomán, a varisztikus alapnak a Gyalui és a Pojana Ruszka hegységek között, STILLE szerint, kivételesen alpi jellegig továbbfejlődött (regenerált) szerkezete

Az Alföld tiszántúli medencealjzatának nagy kiterjedésű, az eddigi mélyfúrások szerint az Alföld közepét csaknem a Duna vonaláig elfoglaló, KŐRÖSSY szerint kárpáti fliskifejlődése, északkelet felé valószínűleg a hatalmas miocén vulkáni összlet alatt, az országhatáron túl, Szlovákián át kapcsolódik a belső-kárpáti flisövhöz. Keleten és délen kristályos vonulatrészekkel határolódik. Szerkezetileg a Bükkhegység és a Zempléni hegység varisztid övétől délre foglal helyet. Ez a varisztid öv a Szlovákiai Szigethegységet magábafoglaló, a tokaji andezitvonulat alatt Miskolcig terjedő, a Gemeridák alatt is húzódó egységes kárpátelőtéri varisztid. Ez az összefüggés nem jelenti azonban azt, hogy az erdélyi geoszinklinális területe a kárpáti takarók gyökértája, mint azt UHLIG föltételezte, s már ROZLOZSNIK lehetetlennek minősítette. Ilyen értelemben STILLE „Szamos vonala" jóval délebbre, a Rézhegység és Miskolc közötti vonalra tolódik, s elkülöníti a nyugati hegységvonulatokat a keleti kifejlődésektől.

Magyarország hegységvonulatainak különböző neoid szerkezete a kratogén aljzat felszínen levő részeivel, mindenütt fiatalkorú újraéledt szerkezeti hosszanti fővonalak mentén, tektonikusan érintkezik; többnyire vízszintes irányú összetorlódással, sokszor kisebb méretű pikkelyes reátolódásokkal. A megismétlődő kratogén mozgások végeredményben a mezozóos üledékgyűjtők eredeti terjedelmét harántirányban igen jelentős mértékben szűkebbre szorították. Lényegesebb kiterjedő (dilatációs) mozgás rendszerint a hegységperemeken, a medenceszegélyen mutatkozik (Vác—Csővár környéki rögök).

A bevezetőben említettük, hogy KOBER orogén szerkezeti egységeiben az Internid, alpi orogén szerkezetű, takarós hegységvonulatokkal körülvett kratogén belső tömeg, a takarós vonulatok hátterében. Magyarország területe tehát az Alpok—Kárpátok és a Dinaridák háttere. Az Alpok—Kárpátok és a Dinaridák takarós szerkezetének mindmáig sok vonatkozásban vitás kérdéseibe nem kívánunk belemélyedni. Reá kell mutatnunk azonban a legújabb kritikai vizsgálatok szerint arra a föltűnő tényre, hogy a Keleti Alpok, valamint a Nyugati Kárpátok gyűrődései, bonyolult takarói, az északra irányult mozgásokban kívülről-befelé, tehát északról—délre, vagyis a kratogén Internid felé haladva, viszonylag egyszerűbb szerkezetűnek mutatkoznak. Említettük ezt a Déli Alpok s a Gemeridák esetében, de ugyanezt találjuk a Dinaridákban is.

Az eddigi ténymegállapítások alapján, Magyarország nagyszerkezeti alakulása, az Alföld, Kárpátok és a Dinaridák közötti helyzetében, nem egyeztethető össze KOBER kétoldali orogén alakulatának „centralid, metamorfid, externid" tagozataival. Továbbmenőleg, fölvetődik az „internid" fogalom jogosságának kérdése is.

A magyar földtani irodalomban ID. LÓCZY, majd PRINZ nyomán szokásban volt a magyar masszívumnak, az Alföld helyén föltételezett egységes „Tisia" tömegnek a Kárpátok vonulatával történő szerkezeti szembeállítása. Már ROZLOZSNIK említett munkájában rámutatott arra, hogy „a kárpáti láncoknak és az ősi magyar tömegnek éles szembeállítása már idejét múlta". Láttuk, hogy a varisztikum óta egységes szerkezeti viselkedésű tömegről nem beszélhetünk. Sőt, már a varisztid alépítmény is egyenlőtlen mozgású részletekre tagolódott. Ezeknek az egyes részeknek külön viselkedése és a többiekhez való viszonya, időben és térben történő vizsgálatok szerint többféle módon magyarázható.

Az „Internid" szerkezeti különállóságát, különösen pedig annak éles megkülönböztetését és elhatárolását a „centralid" résztől az előadottak alapján fölöslegesnek és indokolatlannak tartjuk. Azonos vonulatrészek eltérő mozgásmódból következő szerkezetváltozásával állunk szemben. Ilyenek az alpi takaróegységeken belül is vannak, egyes részeknek egyszerűbb pikkelyes szerkezetével. A vonulatoknak területi helyzete, az erőhatásoknak jobban kitett volta vagy azokkal szemben helyi okokból folyó védettebb volta, nagyobb figyelmet érdemelnek az általánosításokban is.

Bármelyik magyarázatot vesszük, tényként áll előttünk, hogy a KOBER értelmében vett „Internid" nem egységes, hanem különböző szerkezetekből összetett, kelet felé, az Alföldre irányuló, széttartó (divergáló) vonulatokból tevődik össze. Ezeknek a kárpáti övkerethez való viszonya nem szerepelhet tehát aktív nyomóerőként. Már azért sem, mert a medencealjzatban levő elrendeződésben, egymáshozi viszonyuk szerint is mozgékony övek, együttes mozgásban nem voltak. A Kárpátok ívének alakításában a hajlítást a külső keret nyomása okozhatta, s ezzel szemben ez az „Internid" inkább csak passzív

ellenerőt képviselhetett. A belső vonulatrészek pikkelyeződésében vagy takaróinak létrehozásában, különösen pedig a vonulatok szétágazódásában ennek a belső tömegnek mint nyomóerőnek nagyobb szerep jutott.

Fölmerül még az alföldi kristályos alépítmény részeknek dél felé a Rhodope masszívummal való kapcsolata, az irodalomban említett régi „keleti szárazulat" összefüggésének kérdése. KOBER a Rhodope hegységet, a pannóniai masszivum elsüllyedt részeivel, a „közteshegység" típusául tekintette (1932). Elemző vizsgálataink nyomán arra az eredményre kell jutnunk, hogy ez a mélyszerkezeti összefüggés, amint azt PETKOVIČ is találóan jellemezte, a varisztid orogénben állt fenn, s már a perm időszaktól kezdve széttagolódva, mezozóos és harmadidőszaki tengerágakkal elkülönített különálló részekből állt; a Dinaridákban délnyugat felé, a pannóniai vonulatrészekben déli, délkeleti és északi (Villány), az alföldi Kárpátidák részeiben északkeletre irányuló mozgáselemekkel.

Magyarország szerkezeti helyzetének általános vázolásával, ismereteink mai állásában jelezni kívántuk, hogy a tektogenetikai földtani vizsgálatok a részletek tanulmányozásával is a nagy egész megismerésére törekednek. A dialektikus materializmus szerint semmilyen jelenség nem magyarázható önmagában véve, csak minden tényező együttes vizsgálatával, elemző módszeres rendezéssel vezethet bármilyen elmélet igazolására vagy megváltoztatására.

Irodalom

BALOGH K., Rudabánya környékének földtani és hegységszerkezeti viszonyai. M. Tud. Akad. Műsz. Oszt. Közl. 5. 1952.

BENDEFY L., Orogén jellegű kéregmozgások Budapest főváros területén. Bány. Lapok, 7/85. 1952.

BENDEFY L., Vízszintes értelmű szekuláris mozgások Budapest területén. Földmérést. Közl. 5. 1953.

BENDEFY L., Földrengés okozta kéregdeformációk. Geofiz. Közl. VII. 1958.

BENDEFY L., Szekuláris mozgások Budapest térségében. Budapest természeti képe. 1958.

BENDEFY L., Szeizmotektonikai vizsgálatok Budapest főváros környékén. Földrajzi Ért. VII. évf. 2. f. 1958.

BENDEFY, L., Elastic, plastic and permanent deformations of the Earth-crust, caused by earthquake. Geof. Közl. VII. k. 3—4. sz. 1959.

BENDEFY, L., Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitmässer Feineinwägungen. Acta Technica Ac. Sc. Hung. XXIII. fasc. 1—3.

BONČEV, E., Beitrag zur Frage der tekt. Verbindung zw. den Karpathen und der Balkaniden. Geol. Balcanica, II. Sofia 1936.

BONČEV, E., Untersuchungen über die tekt. Beziehungen zw. den Südkarpathen und der Stara Planina. Geol. Balcanica, III. Sofia 1938.

CHAIN, W. E., Der gegenwärtige Stand der Geotektonik im Ausland. Zeitschr. d. Angewandten Geol. III. 2/3. 1957.

CSOMOR D.—KISS Z., Magyarország szeizmicitása. Geofiz. Közl. VII. 1958.

DZSIDA J., Tektonikai megfigyelések a salgótarjáni medencében. Bány. és Koh. Lap. 69. 1936.

EGYED L., A kéregmozgások okai és a magyarországi kéregmozgások. Geof. Közl. VI. 1957.

EGYED L., Zsugorodás, tágulás vagy magmaáramlások? Földrajzi Közl. 1959. évi 1. sz.

ERDÉLYI FAZEKAS J., A Balatonfelvidék geológiai és hegyszerkezeti viszonyai a Veszprémi fennsíkon és Vilonya környékén. Földt. Int. Évk. 36. 1943.

FERENCZI I., Adatok a Buda-Kovácsi hegység geológiájához. Földt. Közl. 55. 1925.

FÖLDVÁRI A., A pannonkori mozgások a Budai hegységben és a felsőpannon tó partvonala Budapest környékén. Földt. Közl. 61. 1931.

FÖLDVÁRI A., Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1938—39-ről.
GÁLFI J.—STEGENA L., Szeizmikus reflexiós méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. Geof. Közl. VI. 1957.
HILGENBERG, O. C., Die Bruchstruktur von Ungarn und seinen Nachbarländern verglichen mit der Bruchstruktur der restlichen Sial-Kruste und bezogen auf die früheren Pollagen der Erde. Geof. Közl. VII. 1958.
HOFMANN K., Adatok a pécsi hegység geológiájához. Földt. Közl. 37, 1907.
JASKÓ S., A Darnó vonal. Földt. Int. Vitaülés 8. 1946.
KÓKAY J., Hegységszerkezeti mozgásviszonyok Várpalota környékén. Földt. Közl. 86. 1956.
KRAUS, E., Die Baugeschichte der Alpen. I. 1951.
LÁNG S., A Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. Földrajzi Ért. IV. 1955.
LÓCZY, L., ID., Geolog. Studien im west. Serbien. Berlin u. Leipzig. 1924.
LÓCZY L., IFJ., A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. Földt. Közl. 1912.
LÓCZY L., IFJ., Baranya vármegye déli hegyvidékének földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. 1912.
LÓCZY L., IFJ., A Balatonfelvidék hegyszerkezeti képe Balatonfüred környékén. Földt. Int. Évi Jel. 1916.
LÓCZY L., IFJ., Magyarország hegyszerkezetének vázlata. Földt. Szemle, 1. 1921—24.
LÓCZY L., IFJ., A Dunántúl hegyszerkezetéről. Földt. Közl. 55. 1925.
LÓCZY, L., IFJ., Die Geologie v. Westserbien und des Pannonischen Mittelgebirges. XIV. Congr. Geol. Intern. Madrid 1927.
PANTÓ G., Szerkezeti és ércképződési megfigyelések a rudabányai vasércvonulaton. Földt. Int. Évi Jel. Függelék. 10. 1948.
PÁVAI VAJNA F., Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. Földt. Közl. 60. 1930.
PETKOVIČ, K. V., Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. Jahrb. Geol. B. A. 101. 1958.
RAKUSZ GY.—STRAUSZ L., A Villányi hegység földtana. Földt. Int. Évkönyv XLI. 1953.
SCHEFFER V., Adatok a Kárpátmedencék regionális geofizikájához. Geof. Közl. VI. 1957.
SCHEFFER V., Az erdélyi ősmasszívum problémája. Geof. Közl. VII. 1958.
SCHEFFER V., A magyar közbülső tömeg kérdéséhez. Geof. Közl. 1959.
SCHMIDT E. R., Közép- és szigethegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapjai. Bány. Lap. 6 (84), 1951.
SCHMIDT E. R., A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-i részének hegyszerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. Bány. Lap. 7 (85), 1952.
SCHMIDT E. R., Észrevételek Vadász Elemér „Magyarország nagyszerkezeti vázlata" c. tanulmányához. Bány. Lap. 1955.
SCHRÉTER Z., A Bükkhegység geológiája. Földt. Int. Évi Jel. Függelék, 5. 1943.
SIMKÓ GY., A tokaji Nagyhegy effuzív kőzeteinek litoklázisrendszere és ennek morfológiai szerepe. Földt. Közl. 57. 1928.
STEGENA L., A Nagyalföld geotermikus viszonyai. Geof. Közl. VII. 1958.
STILLE, H., Der geotektonische Werdegang der Karpathen. Hannover 1953.
SÜMEGHY J., Adatok az Alföld földtani felépítéséhez. Földt. Int. Évi Jel. Függelék, 9. 1947.
SZABÓ J., Egy kontinentális emelkedés és süllyedésről Európa délkeleti részén. M. Tud. Akad. Évkönyve X.
SZABÓ P. Z., A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Dél-dunántúlon. Dunántúli Tud. Gyűjt. Pécs, 1953.
SZALAI T., Permi vöröshomokkő zárvány a polgárdi Somlyó karbonkori mészköveknek egyik aplit-telérjében. Bány. Lap. 8 (86) 1953.
SZALAI T., A Dunakönyök és Naszál vidékének tektonikai vázlata. Geof. Közl. V. 1956.
SZALAI T., Geofizika a szénbányászat szolgálatában. Bány. Lap. VI. 1957.
SZALAI T., A Kárpátok geotektonikai szintézise. Geof. Közl. VII. 1958.
SZENTES F., Hegyszerkezeti megfigyelések a budai Nagykevély környékén. Földt. Közl. 74. 1944.
SZENTES F., Adatok Balatonfüred környékének hegyszerkezetéhez. Földt. Közl. 79. 1949.
SZUROVY, G., Geological Structure of the Southern Part of the Great Hungarian Plain. Földt. Szemle, új folyam, 1. 1948.

Szurovy G., A Nagy-Magyar Alföld földtörténeti és hegyszerkezeti vázlata. Földt. Közl. 78. 1948.
Telegdi-Roth K., Magyarország geológiája. 1929.
Telegdi-Roth K., A bükkszéki ásványolajkutatás és termelés földtani tanulságai. Földt. Int. Évk. 40. 1951.
Telegdi-Roth K., A Komlón 1936—1943. években végzett bányászati kutatások eredménye. B. és K. L. LXXXI. 1948.
Teleki G., Adatok Litér és környékének sztratigráfiájához és tektonikájához. Földt. Int. Évk. 32. 1936.
Teleki G., Adatok a dunántúli paleozóikum tektonikájához. Földt. Közl. 71. 1941.
Vadász E., A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai. Dunántúli Tud. Int. Kiadv. 3. Pécs, 1945.
Vendel, M., Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien 51. 1958/1960.
Vendl A., A Budai-hegység kialakulása. Szt. István Akad. Menny.-Term. tud. Oszt. Felolvasásai. 2. 1928.
Vigh F.—Szentes F., A dorogi szénmedence hegyszerkezeti és védőréteg viszonyai különös tekintettel a karsztvízveszély elleni védekezésre. Bány. Lap. 7 (85), 1952.
Wegmann, E., Tectonique vivante, dénudation et phénomènes connexes. Revue de Géogr. phys. et de Géol. dynam. 2. ser. I. 1957.
Winkler—Hermaden, A., Geologisches Kräftespiel u. Landformung. Wien 1957.

ÁBRAJEGYZÉK

1. ábra. Kitaibel P.—Tomcsányi A. térképe a móri földrengésről (1810. I. 14.) az egyenlő rengésű terület (izoszeizta) körülhatárolásával 23
2. ábra. Magyarországi földtani szelvények (Beudant F. S. nyomán) 24
3. ábra. Magyarországi földtani szelvények (Beudant F. S. nyomán) 24
4. ábra. Magyarországi földtani szelvények (Beudant F. S. nyomán) 24
5. ábra. Sopron vidéki földtani szelvények (Vendel M. szerint, 1920)..... 33
6. ábra. Kockára széteső gránit egyik élén álló ingóköve, Pákozd (Sárhegy) 35
7. ábra. A Mecsekhegység kristályos alaphegységi összletének szerkezeti vázlata (Szederkényi T. nyomán) 41
8. ábra. A Mecsekhegység és közvetlen környékének felszíni és mélyszerkezeti térképe (Kiss J. szerint) 42
9. ábra. A Szendrői hegység vázlatos földtani szelvénye (Jámbor Á. nyomán) 44
10. ábra. Vetődésekkel összetört permi vöröshomokkő és alsóverfeni rétegek, Csopak (id. Lóczy L. felv.) 51
11. ábra. Szélfújta permi kovásodott fatörzs (Klinda L. felv.)..... 54
12. ábra. Permi konglomerátum. „Babás szerkövek", Kővágószöllős 56
13. ábra. Alsópermi szürke agyagpala gyűrt rétegei a Szilvásvárad—lillafüredi műút bevágásában (Jámbor Á. felv.) 61
14. ábra. Gyüredezett alsópermi mészkő, Bükkhegység (Nagy G. felv.) 62
15. ábra. Redő a kampili mészkőrétegekben, Iszkaszentgyörgy (Taeger H. felv.) 66
16. ábra. Középsőkampili rétegek, Iszkaszentgyörgy (Taeger H. felv.) 67
17. ábra. A megyehegyi dolomit települési helyzete a vörösberényi Várhegyen és a Malomvölgyben (id. Lóczy L. szerint) 70
18. ábra. Foszfatitos anizusi mészkő települése, Pécsely (Kiss J. szerint)..... 70
19. ábra. A felsőörsi Malomvölgy triász szelvénye (id. Lóczy L. szerint)..... 71
20. ábra. Földtani szelvény az Iszkahegytől a Sárrétig (id. Lóczy L. szerint) 72
21. ábra. Az egykori jeruzsálemhegyi „felsőmárga" kőfejtő, Veszprém (id. Lóczy L. szerint) 74
22. ábra. A lovasi völgy szelvényvázlata (id. Lóczy L. szerint) 75
23. ábra. A veszprémi fődolomit fennsík szelvénye (id. Lóczy L. szerint)..... 77
24. ábra. Szelvény Szőcön át (id. Lóczy L. szerint)..... 78
25. ábra. A balatonfelvidéki triász üledékképződés vázlatos szemléltető rajza..... 79
26. ábra. A Gerecsehegység szerkezeti szelvénye (Végh S.-né szerint)..... 85
27. ábra. Lemezes, márgás karni mészkő, Pilisszentlélek (Cserepesvölgy), (Pellérdyné felv.) 89
28. ábra. Zöldagyagbetelepülés fődolomitban, Piliscsaba 90
29. ábra. A Mátyáshegy gyüredezett triász részlete a peremi törés mentén diszkordáns településű eocén rétegekkel, Budapest (Oravecz J. felv.) 91
30. ábra. A Csővár—vashegyi vonulat szelvényvázlata 95
31. ábra. *A)* A verfeni sorozat települése trachidolerittal a pécsi hegyhátgerincen. *B—C)* Hegységperemi pikkelyes rátolódások, Pécs 97
32. ábra. Gyűrvetört alsóanizusi mészkőrétegek, Pécs (Fülöp J. felv.) 99
33. ábra. A Misina triász vonulatának szelvénye a déli peremi diszlokációs pikkelyövvel 100
34. ábra. A Mecsekhegység triász üledékképződésének szemléltető rajza..... 103

35. ábra. Villányi hegységi szelvények (IFJ. LÓCZY L. nyomán) 105
36. ábra. Alsótriász gyűrt mészkő, Szilvásvárad (JÁMBOR Á. felv.) 106
37. ábra. Ladini gyüredezett mészkő, Szilvásvárad (JÁMBOR Á. felv.) 106
38. ábra. Földtani szelvény a Bükkhegység északi részéről (BALOGH K. szerint) 107
39. ábra. Álló kampili rétegek, Jósvafő (BALOGH K. felv.) 109
40. ábra. Karsztosodott középsőtriász mészkő, Aggtelek (JÁMBOR Á. felv.) 110
41. ábra. Karsztosodott hierlatz mészkő, Úrkút (KASZAP A. felv.) 116
42. ábra. Fehér agyag mangánpizolitokkal, Úrkút, III. akna (PELLÉRDYNÉ felv.) 118
43. ábra. Agyagsávos, gyüredezett mangánrétegek, Úrkút, I. akna (PELLÉRDYNÉ felv.) 119
44. ábra. Az úrkúti mangánérctelep kifejlődési vázlata (CSEH NÉMET J. nyomán) 121
45. ábra. Összetört boltozatforma a felsőliász rétegösszletben, Úrkút, III. akna (TILDY Z. felv.) 123
46. ábra. A csernyei tűzköves árok szelvénye (GÉCZY B. nyomán) 123
47. ábra. A szentgáli Tűzköveshegy keleti részének vázlatos szelvénye (IFJ. NOSZKY J. szerint) 126
48. ábra. Jura összlet rétegszelvénye a vértessomlói völgyben (FÜLÖP J. nyomán) 128
49. ábra. Dachsteini mészkő hasadékát kitöltő alsóliász vörös mészkő 130
50. ábra. *Megalodus* héjakat és dachsteini mészkő hasadékát kitöltő alsóliász mészkő, Tata 130
51. ábra. Dachsteini mészkőre települő alsóliász vörös mészkő, Tata 131
52. ábra. Alsóliász mészkő denudált, korróziós felszíne, Tata 132
53. ábra. Alsó- és középsőliász krinoideás mészkő, Tata 132
54. ábra. A tatai Kálváriadomb földtani szelvénye (FÜLÖP J. szerint) 133
55. ábra. A Gerecsehegység póckői jura rétegösszletének földtani szelvénye (VIGH G. nyomán) 134
56. ábra. A Gerecsehegységi tölgyháti kőfejtő, Lábatlan (KASZAP A. felv.) 135
57. ábra. Vékonypados dogger mészkő, Tata 135
58. ábra. Kallóvi—oxfordi réteghatár, Lábatlan (NAGY I. felv.) 136
59. ábra. Gerecsehegységi jura rétegsor a felsővadácsi Paprétárokban (FÜLÖP J. szerint) 137
60. ábra. *A)* A triász és a liász kőszénösszlet települési viszonya, Pécsbányatelep. *B)* A jura vonulat települési formái Komló mellett, az alaphegység nyugati szélén 141
61. ábra. A szászvári liász kőszénösszlet települése bányaföltárások alapján 142
62. ábra. Oszlopos elválású, kokszosított feketekőszén, Komló (KLINDA L. felv.) 143
63. ábra. A márévári völgy vázlatos földtani szelvénye (WEIN GY. nyomán) 147
64. ábra. Titon mészkő, Síngödörvölgy (BALOGH K. felv.) 149
65. ábra. Ráncolt titon mészkőrétegek, Magyaregregy (FÜLÖP J. felv.) 150
66. ábra. A villányi Mészhegy földtani szelvénye (SZABÓ P. szerint) 151
67. ábra. A villányi Nagykőfejtő bath rétegei (VITÁLIS S. felv.) 152
68. ábra. A villányi Nagykőfejtő bath—alsómalm rétegsora (KASZAP A. felv.) 154
69. ábra. A villányi Nagykőfejtő alsómalm rétegei (VITÁLIS S. felv.) 155
70. ábra. A Harsányhegy délnyugatról nézve (FÜLÖP J. felv.) 155
71. ábra. A kréta rétegek töréses, csökkentett települése az Eperkéshegyen, Olaszfalu (IFJ. NOSZKY J. szerint) 160
72. ábra. A kréta rétegösszlet legalsó rétegcsoportjának feltárása Póckőtetőn, Lábatlantól délre (FÜLÖP J. szerint) 171
73. ábra. Valangini márga, Lábatlan (Ördöggát), (FÜLÖP J. felv.) 172
74. ábra. Féregmászási nyomok valangini agyagmárga réteglapon, Lábatlan (Berzsekhegy), (FÜLÖP J. felv.) 173
75. ábra. Valangini márga, Lábatlan (Nagyberzsek), (FÜLÖP J. felv.) 173
76. ábra. A Berzsekhegy nagy márgafejtőjének földtani szelvénye (FÜLÖP J. szerint) 174
77. ábra. Barrémi durva homokkő- és konglomerátumösszlet, Lábatlan (Köszörűkőbánya), (FÜLÖP J. felv.) 175
78. ábra. A lábatlani (Köszörűkőbánya) barrémi konglomerátumrétegösszlete (FÜLÖP J. nyomán) 176
79. ábra. Alsókréta krinoideás mészkő, Tata 177
80. ábra. Gerecsehegységi rétegsorok (FÜLÖP J. szerint) 178
81. ábra. A Gerecsehegység kréta időszaki rétegsora (FÜLÖP J. szerint) 179
82. ábra. A mecseki Jánosi puszta kréta szelvénye (WEIN GY. nyomán) 181

83. ábra. *Toucasia carinata*, alsókréta (Mecsekjánosi), (KLINDA L. felv.) 182
84. ábra. Trachidolerittelér kallói mészkőben (Márévári völgy), (FÜLÖP J. felv.) 183
85. ábra. A mecsekhegységi kréta összlet kifejlődési rétegsorrendje (WEIN GY. szerint) 184
86. ábra. A Harsányhegy földtani szelvénye (IFJ. NOSZKY J. nyomán) 186
87. ábra. Karsztos dolomitmélyedések szárazföldi agyagösszleteinek szelvényvázlata (BODZAY I. szerint) 195
88. ábra. Dolomittérszínen összemosott vörösagyag száradási repedezettséggel, Pilisvörösvár (ORAVECZ J. felv.) 196
89. ábra. A Tatabányai kőszénmedence szelvényvázlata (SÓLYOM F. nyomán) 198
90. ábra. Kréta előtti és alatti őskarsztformák, Csillaghegy (Rókahegy), (KRIVÁN P. felv.) 206
91. ábra. Nóri dachsteini mészkőre transzgredált lattorfi homokkőösszlet, Tinnye (ORAVECZ J. felv.) 217
92. ábra. Triász dolomitra transzgredáló hárshegyi homokkő, Budapest (BALOGH K. felv.) 218
93. ábra. A Naszály délkeleti lejtőjének szelvénye 219
94. ábra. A Romhány—petényi rög földtani szelvénye 220
95. ábra. A romhányi oligocén összlet összevont rétegsora (VARJÚ GY. nyomán) .. 220
96. ábra. Triász dolomit közé ékelődött oligocén homokkő, Piliscsaba (ORAVECZ J. felv.) 221
97. ábra. A kiscelli párkánysík földtani alkata (KOCH A., 1899) 223
98. ábra. Középsőoligocén agyag (fedőjében rissi—würmi folyóvízi homok és lösz), Solymár (KRIVÁN P. felv.) 224
99. ábra. Középsőoligocén agyagösszlet csapásirányú feltárása; a nyitott törésekben magasabb rupéli tagokkal, Csillaghegy (KRIVÁN P. felv.) 225
100. ábra. Az istenmezei bentonit települési helyzete (SZENTES F. szerint) 236
101. ábra. Lajtamészkő feltárás, Fertőrákos (ORAVECZ J. felv.) 244
102. ábra. Intrapannón diszlokáció a pannóniai rétegösszletben, diszkordánsan települt felsőpannóniai rétegekkel, Pécs (Danicz puszta), (FÜLÖP J. felv.) 255
103. ábra. Várpalotai (Cseri II.) külfejtés (PANTÓ G. felv.) 260
104. ábra. Árok és sasbérces szerkezeti formák a kőszénfedő rétegekben, Várpalota (TAEGER H. felv.) 261
105. ábra. Diszlokált kőszéntelep, Várpalota (TAEGER H. felv.) 262
106. ábra. A várpalotai, szentgáli, hidasi kőszénösszletek összehasonlító szelvényei 263
107. ábra. A dunántúli tortonai kőszénösszlet rétegtani összehasonlítása 265
108. ábra. A várpalotai szarmata összlet kifejlődési vázlata (KÓKAY J. nyomán) 267
109. ábra. A keszthelyi Vári völgy kőfejtőinek rétegszelvénye (ID. LÓCZY L. nyomán) 268
110. ábra. A boglári Kopaszhegy Balaton felőli szelvénye (ID. LÓCZY L. nyomán) 269
111. ábra. Felsőpannóniai rétegek közé betelepült bazalttufa (ID. LÓCZY L. nyomán) 269
112. ábra. Pannóniai rétegek települése a Csoromi major közelében (ID. LÓCZY L. szerint) 270
113. ábra. Szelvény a szentmihályi Kápolnadomb és a vashegyi dolomitlejtők között (ID. LÓCZY L. nyomán) 270
114. ábra. Kőhát, szélfújta felsőpannóniai homokkősziklákkal, Kővágóörs (Sz. HAJÓS M. felv.) 271
115. ábra. Kőhát, felsőpannóniai homokkősziklák, Kővágóörs (Sz. HAJÓS M. felv.) 272
116. ábra. A Budafok—kereszthegyi burdigalai—helvéti összesített rétegsor (BÁLDI T. szerint) 276
117. ábra. A Budapest környéki miocén összefoglaló rétegszelvénye, Törökbálint—Cinkota—Csomád között (BÁLDI T. szerint) 278
118. ábra. A Budapest környéki miocén összefoglaló rétegszelvénye, Pomáz—Szokolya között (BÁLDI T. szerint) 279
119. ábra. Telérszerű, álló konglomerátumpadok a laza helvéti homok- és kavicsösszletben, Cinkota (MÉSZÁROS M. felv.) 280
120. ábra. Telérszerű, álló konglomerátumpadok a laza helvéti homok- és kavicsösszletben, Cinkota (MÉSZÁROS M. felv.) 281
121. ábra. Szabálytalan konkréciók a pannóniai homokösszletben, Diósd (ORAVECZ J. felv.) 285
122. ábra. *Teredo* fúrásnyomok kovásodott, szeneskérgű fatörzsön a burdigalai fekvőösszletből, Nagybátony (KLINDA L. felv.) 289
123. ábra. Ipolytarnóc környékének földtani szelvénye (BARTKÓ L. szerint) 290

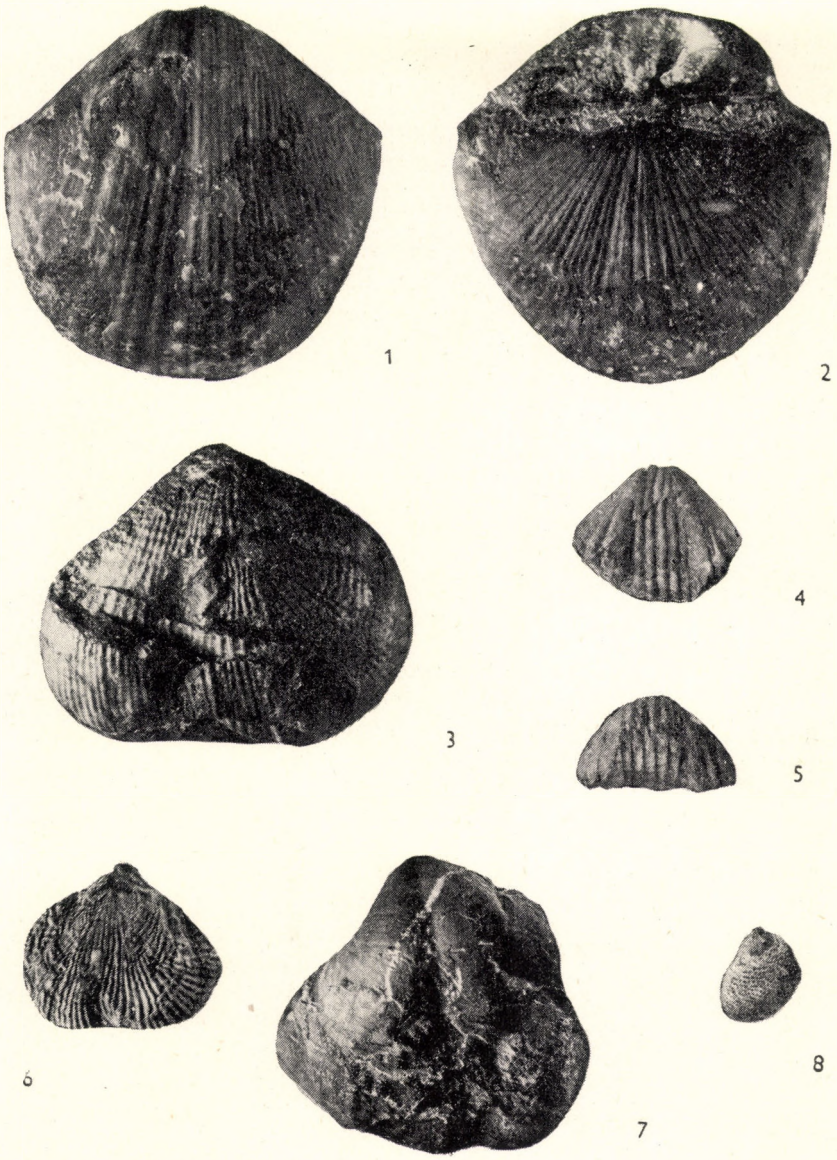
124. ábra. A Nógrádszakál környéki miocén rétegösszlet összevont rétegsora (Bartkó L. szerint) 291
125. ábra. Az északborsodi barnakőszénösszlet települési helyzete (Radócz Gy. szerint) 292
126. ábra. Kovásodott nummuliteszes mészkőkavics a helvéti kavicsösszletből, Nagyoroszi (Klinda L. felv.) 293
127. ábra. *Unio* a pilinyi III. telep fedőagyagban (Bartkó L. felv.) 294
128. ábra. Lapos, repedezett, tengerparti kavics, Nagybátony (I. telep közvetlen fedője), (Klinda L. felv.) 295
129. ábra. Lapos, repedezett, tengerparti kavics, Nagybátony (I. telep közvetlen fedője), (Klinda L. felv.) 295
130. ábra. *Martesia* sp., Kisterenye (Klinda L. felv.) 296
131. ábra. Alsóhelvéti homok márgabetelepüléssel, Egyházasgerge (Dömök T. felv.) 298
132. ábra. Nógrádszakál környékének földtani szelvénye (Bartkó L. szerint) ... 299
133. ábra. A gyöngyöspatai medence földtani vázlata (Sz. Hajós M. szerint)..... 302
134. ábra. A szurdokpüspöki kovaföldösszlet csökkentsósvízi alsó feltárása (Sz. Hajós M. felv.) 303
135. ábra. Részlet a diatomitbányából,Szurdokpüspöki (Pellérdyné felv.)..... 303
136. ábra. Hasznos környéki fúrások összehasonlító rétegsora 305
137. ábra. Felsőpannóniai keresztrétegzett homok, Rudabánya (Dömök T. felv.) 311
138. ábra. A pannóniai emelet üledékeinek vastagsági vázlata (Szentes F. nyomán) 336
139. ábra. A kiscelli fennsík pleisztocén rétegösszlete (Balkay B. felv.) 346
140. ábra. Alsópleisztocén folyóvízi homokösszlet, Kőbánya (Kriván P. felv.) 347
141. ábra. Felsőpannóniai agyagösszlet pleisztocén fedővel, Kőbánya (Kriván P. felv.) 348
142. ábra. Pleisztocén futóhomok települési viszonyai dolomittérszínen, Piliscsaba 348
143. ábra. Pleisztocén futóhomok és dolomittörmelék rétegek kapcsolata, Piliscsaba 349
144. ábra. Pleisztocén édesvízi mészkő, a paleolit eszközök legújabb lelőhelyével, Tata 349
145. ábra. Szélmarási nyomok liász mészkő felszínén, Tata (Kriván P. felv.)..... 350
146. ábra. A paksi alapszelvény szerkezeti vázlata (Kriván P. szerint)..... 351
147. ábra. Az alföldi medencealjzat flis jellegű képződményeinek szerkezeti vázlata (Kőrössy L. nyomán) 358
148. ábra. A Magyar Alföld medencealjzatának belsőkárpáti flis jellegű képződményei (Kőrössy L. szerint) 359
149. ábra. Komlói andezitbánya (Végh S.-né felv.) 381
150. ábra. A Sághegy bazalt romvulkánja (Jugovics L. nyomán) 383
151. ábra. A Sághegy eredeti állapota a lefejtés előtt (Jugovics L. felv.)..... 383
152. ábra. A Gulácshegy földtani szelvénye (Jugovics L. nyomán)..... 384
153. ábra. A Badacsony földtani szelvényvázlata (Jugovics L. nyomán)..... 384
154. ábra. A Badacsony földtani térképe (Jugovics L. szerint) 385
155. ábra. Szentgyörgyhegy (Kaszap A. felv.) 386
156. ábra. Szelvény a tapolcai síkságon és Szentgyörgyhegyen keresztül (id. Lóczy L. nyomán) 386
157. ábra. Tátika—Farkas—Prága—Sarvaly hegyek bazaltvonulata (Jugovics L. felv.) 387
158. ábra. Bazalttufába hullott permi vöröshomokkő bomba, Tihany (Meisel J. felv.) 388
159. ábra. Andezittufaagglomerátum, Zebegény és Nagymaros között (Pellérdyné felv.) 392
160. ábra. A börzsönyhegységi vulkáni képződmények szelvénye (Pantó G. szerint) 393
161. ábra. A nógrádi Várhegy dácit vulkánja (Kriván P. felv.) 394
162. ábra. A Péterhegy andezitkúpja (Csalagovits I. felv.) 396
163. ábra. A berceli kőfejtő andezit oszlopai, Szandahegy (Csalagovits I. felv.) 397
164. ábra. Cserháthegységi andezitvulkánok vázlatos földtani szelvénye (Csalagovits I. nyomán) 398
165. ábra. A nyugati Cserhát teléreinek és töréseinek iránystatisztikája (Balkay B. szerint) 399
166. ábra. A középső Cserhát teléreinek és töréseinek iránystatisztikája (Balkay B. szerint) 399
167. ábra. A keleti Cserhát teléreinek és töréseinek iránystatisztikája (Balkay B. szerint) 400
168. ábra. Helvéti rétegekkel körülvett bazaltkúp, Salgótarján (Kővár), (Bartkó L. felv.) 408

169. ábra. Pécskő, Salgótarján (Nagy I. felv.) 409
170. ábra. A Füzérradvány környéki vulkáni képződmények földtani szelvénye (Schréter Z. szerint) 413
171. ábra. Részlet a rátkai kaolin külfejtésből, Mád (Pellérdyné felv.) 415
172. ábra. A Kőszeg vidéki paleozóos szigethegység földtani szerkezeti vázlata (Szentes F. szerint) 435
173. ábra. A balatonmelléki ópaleozóos kristályos medencealjzat lépcsős szerkezetalakulása 438
174. ábra. *A)* A Mecsekhegység kristályos alaphegységének vázlatos földtani szelvénye Ófalutól keletre. *B)* Földtani szelvény Lovászhetény és Pusztakisfalu között (Jantsky B. nyomán) 441
175. ábra. Szelvény Nagyvázsony és a Balaton között (id. Lóczy L. szerint)..... 446
176. ábra. Kőzetrés irányok különböző vérteshegységi képződményekben 450
177. ábra. A Vértes- és Gerecsehegység előterének mezozóos medencealjzata (Sólyom F. nyomán) 451
178. ábra. Az északi Gerecse szerkezeti szelvényvázlata (Balkay B. szerint)..... 454
179. ábra. A Gerecsehegység összesített kőzetrésrendszere (Mészáros M. nyomán) . 455
180. ábra. A budai Hármashatárhegy—Mátyáshegy vonulatának vázlatos földtani szelvénye (Hofmann K. szerint) 456
181. ábra. A farkasvölgyi felsőkarni dolomitfeltárás vázlatos szelvénye (Horusitzky F. szerint) 458
182. ábra. A Jakabhegy permi vonulatának vázlatos települési helyzete..... 460
183. ábra. Pécs vidéki triász sorozat települési vázlata (Nagy E. szerint)..... 462
184. ábra. A Zengővonulat földtani szelvénye Hosszúhetény—Szászvár között (Balkay B. szerint) 463
185. ábra. Mecsekhegységi alaphegység, vázlatos szerkezeti főtörésvonalakkal. ... 467
186. ábra. A Villányi hegység pikkelyes szerkezete (ifj. Lóczy L. szerint)..... 470
187. ábra. A Bükkhegység karbon—perm—alsótriász képződményeinek települési helyzete (Balogh K. szerint) 472
188. ábra. A Bükkhegység alaphegységének földtani szelvénye (Balogh K. szerint) 472
189. ábra. A Bükkhegység alaphegységének földtani szelvénye (Balogh K. szerint) 473
190. ábra. A bükkszéki Darnó diszlokációs öv szelvényvázlata (Telegdi-Roth K. szerint) 474
191. ábra. Az Upponyi hegység szerkezeti felépítése (Balogh K. szerint)..... 476
192. ábra. A rudabányai külfejtési „nagyfal" földtani szerkezeti szelvénye (Pantó G. nyomán)..... 477
193. ábra. Az aggteleki karszt földtani szelvénye (Balogh K. nyomán)..... 478
194. ábra. A Nagykovácsi—pilisszentiváni vonulatrész rögszerkezeti vázlata (Szőts E. szerint) 483
195. ábra. A Budai hegység összehasonlító kőzetrés rendszere (Bokor Gy. nyomán) 484
196. ábra. A Kisalföld medencealjzata (Kőrössy L. nyomán) 496
197. ábra. Magyarország földrengésmentes területei (Réthly A. szerint) 506
198. ábra. A Mecsekhegység földtörténeti fejlődésgörbéje 509
199. ábra. Az alsóeocén ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 514
200. ábra. A középsőeocén ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 515
201. ábra. A felsőeocén ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 515
202. ábra. Az alsóoligocén ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán) 516
203. ábra. A középsőoligocén ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 517
204. ábra. A felsőoligocén ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán) 517
205. ábra. A burdigalai emelet ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 519
206. ábra. A helvéti emelet ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 519
207. ábra. A tortonai emelet ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 520
208. ábra. A szarmata emelet ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 521
209. ábra. Az alsópannóniai emelet ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 522
210. ábra. A felsőpannóniai emelet ősföldrajzi vázlata (Szentes F. nyomán)..... 523
211. ábra. Magyarország medencealjzati térszínalakulásának vázlatos földtani szelvényei ..... 530—531
212. ábra. A Magyar Medence üledékvastagság térképe (Kertai Gy. szerint) I. melléklet
213. ábra. Magyarország nagyszerkezeti vázlata ..... II. melléklet

TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE

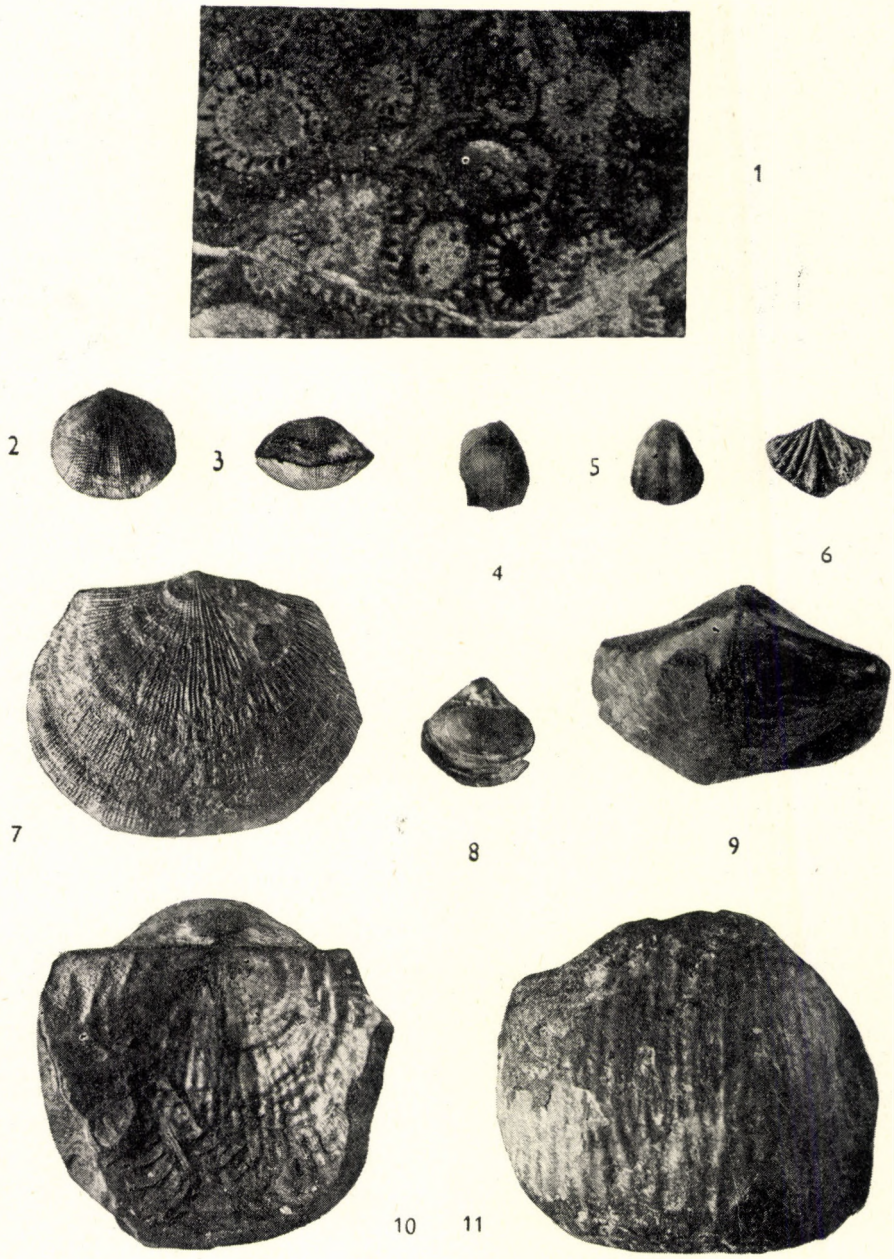
I. táblázat. A Mecsekhegység perm összletének táblázata (VADÁSZ E.—BARABÁS A.—KISS J. szerint) 59
II. táblázat. A Vérteshegység triász kifejlődései (VÉGH S.-NÉ és ORAVECZ J. nyomán) 82
III. táblázat. A Gerecsehegység triász összletének tagolódása (VÉGH S.-NÉ nyomán) 88
IV. táblázat. A Budai és a Pilis vonulatok felszíni triász kifejlődései 94
V. táblázat. Az északi hegységrészek triász kifejlődése (BALOGH K. nyomán) 111
VI. táblázat. Magyarországi triász 112
VII. táblázat. A bakonyi mangánösszlet jura kifejlődési rétegsorrendje (IFJ. NOSZKY J.—K. SIDÓ M.—SZ. DRUBINA M. nyomán) 122
VIII. táblázat. Magyarországi jura rétegek átnézete 156
IX. táblázat. Az ajkai kőszénösszlet összehasonlító táblázata (KOPEK G. nyomán) 165
X. táblázat. A magyarországi kréta képződmények átnézete 188
XI. táblázat. Magyarországi eocén kifejlődések átnézete 212
XII. táblázat. Magyarországi oligocén kifejlődések átnézete ..... 238—239
XIII. táblázat. A Mecsekhegység helvéti—tortonai üledékeinek kifejlődési átnézete 252
XIV. táblázat. Budapest környéke, Cserhát—Mátra és Délszlovákia neogén összehasonlító átnézete (CS. MEZNERICS I. és SENEŠ J. nyomán) 313
XV. táblázat. A magyarországi neogén kifejlődések táblázata 314
XVI. táblázat. Paleogén foraminiferás kifejlődések (MAJZON L. nyomán) 324
XVII. táblázat. A magyarországi szarmata és pliocén kifejlődések rétegtani tagolása és összehasonlító áttekintése (KRETZOI M. szerint) 342
XVIII. táblázat. A magyarországi miocén vulkánosság átnézete ..... 428—429

TÁBLÁK



IV. tábla

Alsóperm: 1—2. *Spirifer (Choristites) jigulensiformis* SCHRÉTER, Nagyvisnyó; 3. *Productus (Dictyoclostus) uralicus* CSERNYISEV, Dédes; 4—5. *Camarophoria purdoni* DAVIDSON, Mályinka; 6. *Productus grünewaldti* KROTOV, Nagyvisnyó; 7. *Pseudomartinia triquetra* (GEMN.), Dédes; 8. *Trachydomia wheeleri* (SWALLOW), Dédes (unikum!)



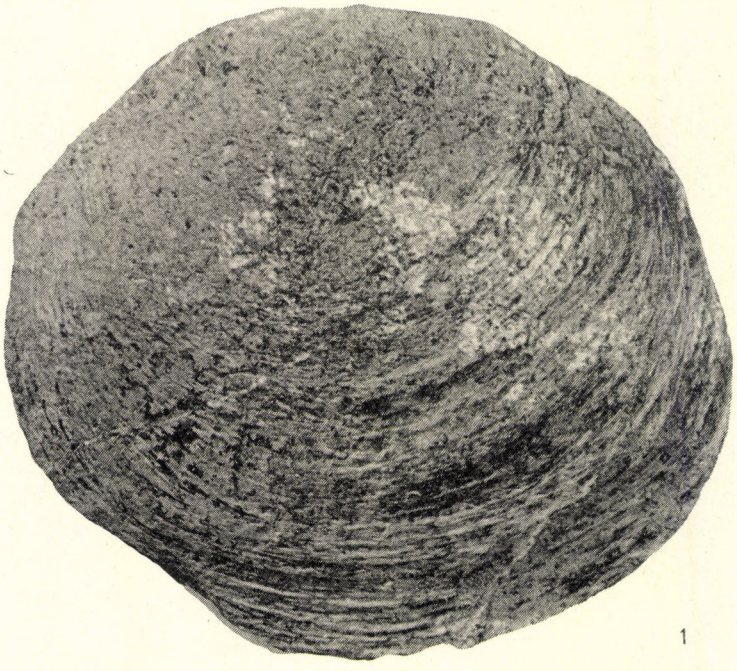
V. tábla

Felsőperm: 1. *Mizzia velebitana* SCHUBERT, Nagyvisnyó; 2—3. *Schizophoria indica* (WAAG.), Nagyvisnyó; 4—5. *Notothyris warthi bükkensis* SCHR., Nagyvisnyó; 6. *Spiriferellina cristata* (SCHLOTH.), Nagyvisnyó; 7. *Derbya senilis* (PHILLIPS), Nagyvisnyó; 8. *Czwithyris plano-convexa* (SHUM), Nagyvisnyó; 9. *Spirifer (Convelicania) vultur* (STACHE), Nagyvisnyó; 10—11. *Productus (Dictyoclostus) yangtzeensis* CHAO, Nagyvisnyó



VI. tábla

Felsőperm: 1. *Allorisma elegans* King, Nagyvisnyó; 2. *Oxytoma wähneri* Kittl, Nagyvisnyó; 3. *Schizodus pinguis* Waag., Nagyvisnyó; 4. *Euphemus* sp., Nagyvisnyó; 5. *Macrochilina avellanoides* (Koninck), Nagyvisnyó; 6. *Bellerophon* sp., Nagyvisnyó; 7. *Pseudorthoceras cyclophorum* (Waag.), Nagyvisnyó; 8. *Phillipsia eichwaldi* Fischer (2 × nagyít.), Nagyvisnyó



1



2

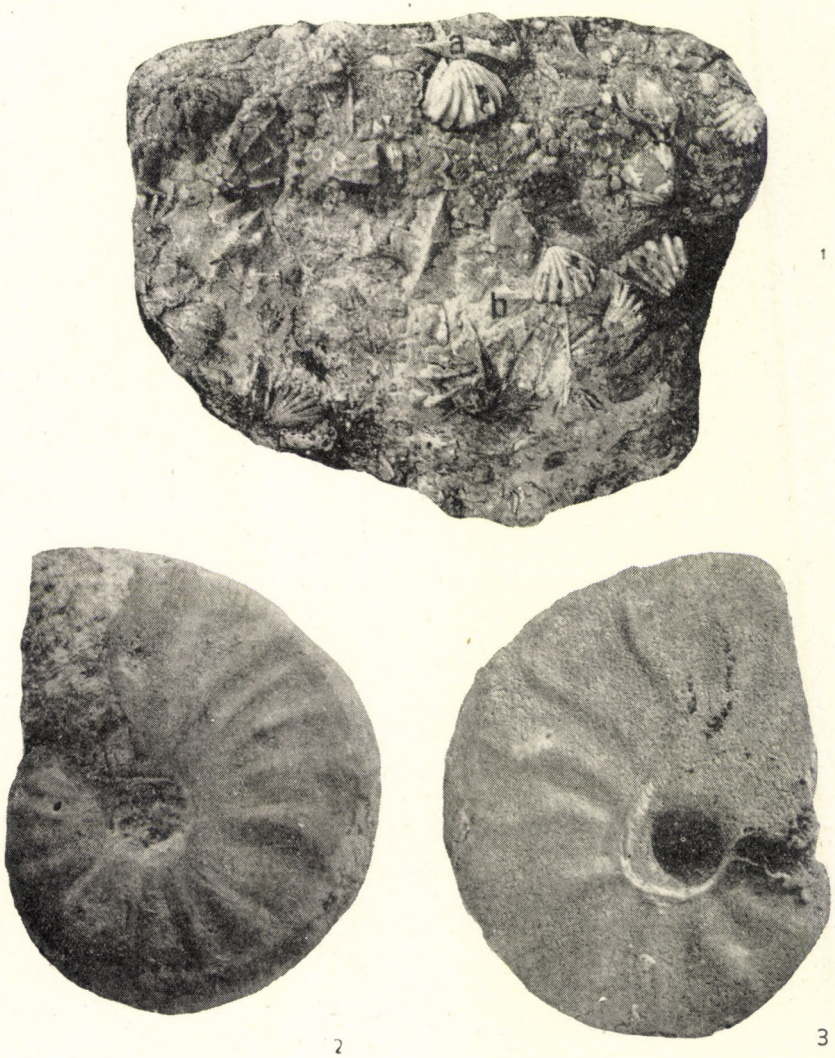
VII. tábla

Felsőperm: 1. *Edmondia permiana* Simić, Nagyvisnyó; 2. *Lyttonia nobilis* Waag.



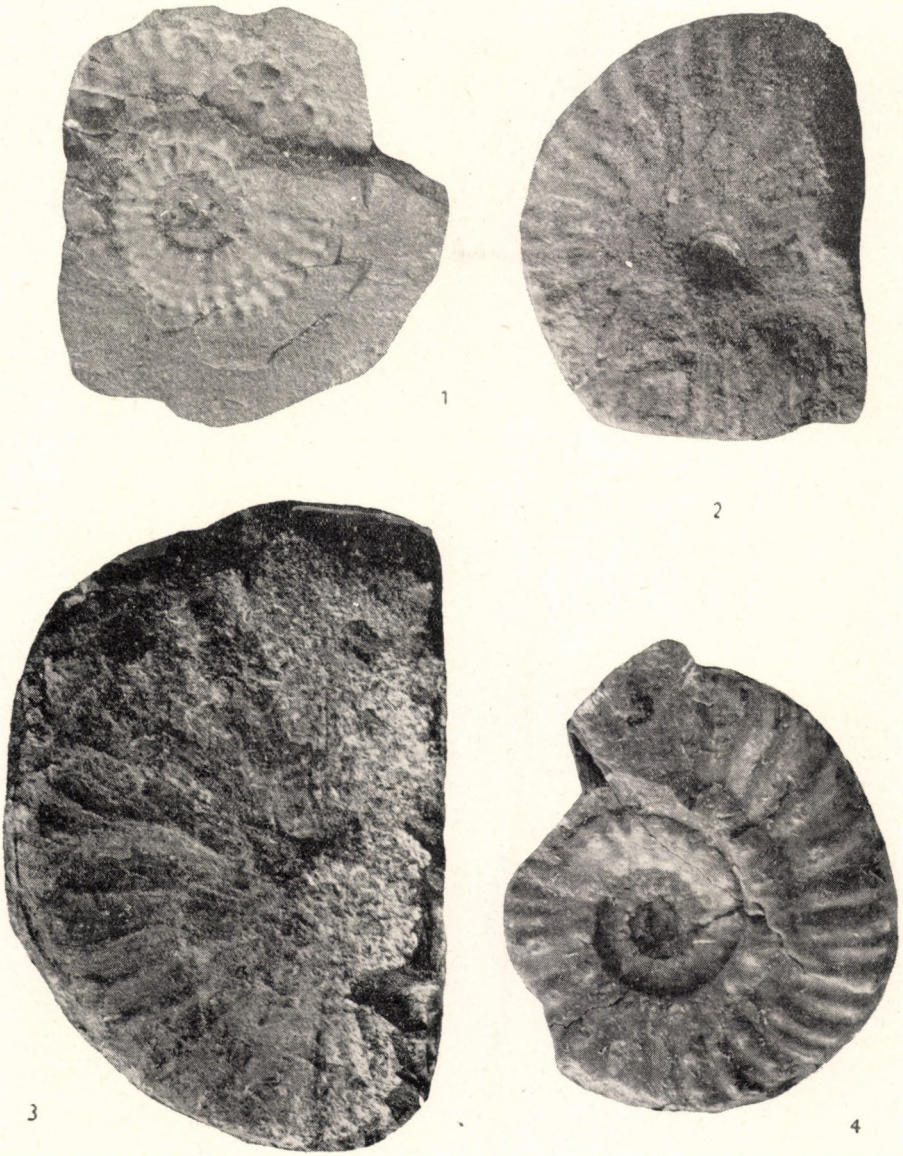
VIII. tábla

Verfeni emelet: 1. *Pseudomonotis clarai* Emm., Hidegkút; 2. *Pseudomonotis aurita* Hauer; Balatonarács; 3. *Gervilleia meneghinii palaeotriadica* Frech, Iszkaszentgyörgy; 4. *Turbo rectecostatus* Hauer (3 × nagyít.), Csopak; 5. *Natiria costata* Münst., Csopak; 6. a) *Natiria costata* Münst., Balatonfüred; b) *Pseudomonotis squamosa* Frech, Balatonfüred



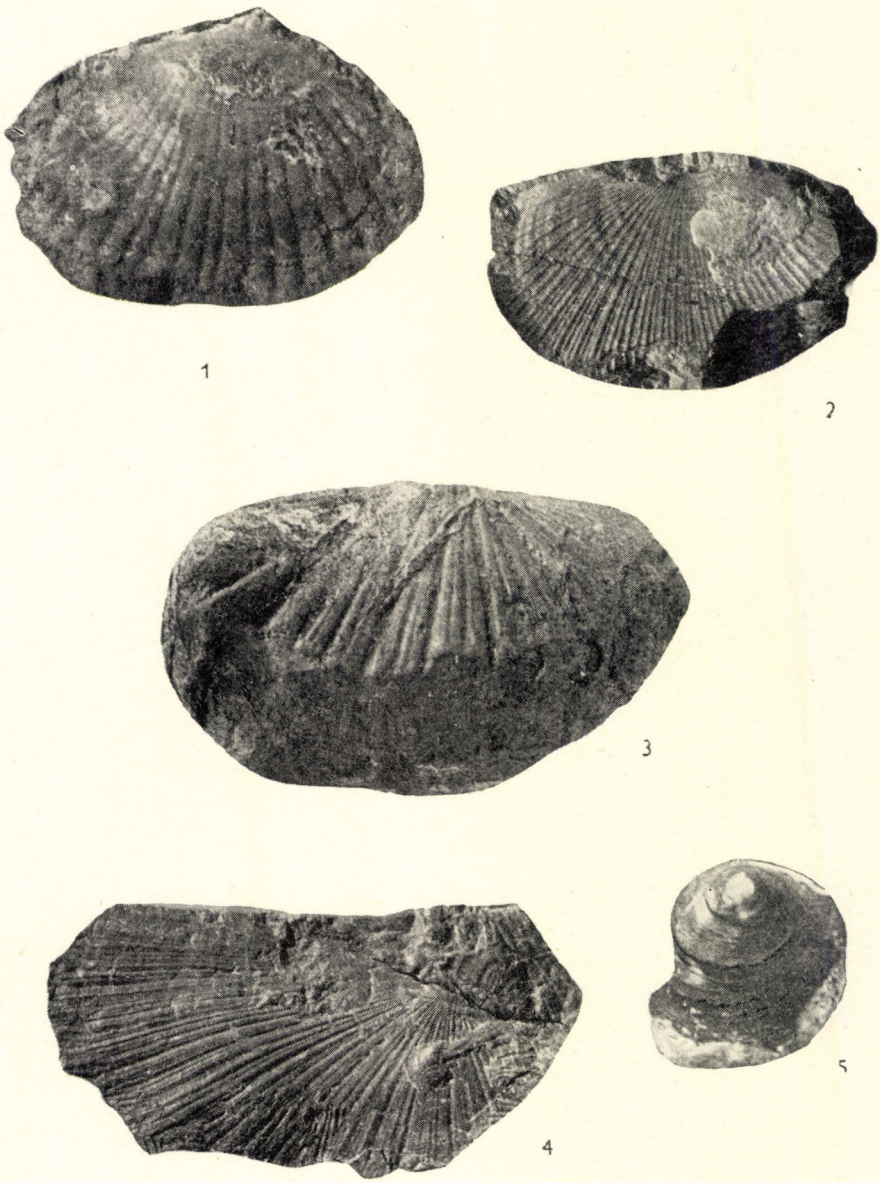
IX. tábla

Anizusi emelet: 1. a) *Rhynchonella decurtata* Girard, Királyszentistván; b) *Tetractinella trigonella* Schloth., Királyszentistván; 2. *Ptychites gibbus* Ben., Köveskálla; 3. *Ptychites acutus* Mojs., Balatonfüred



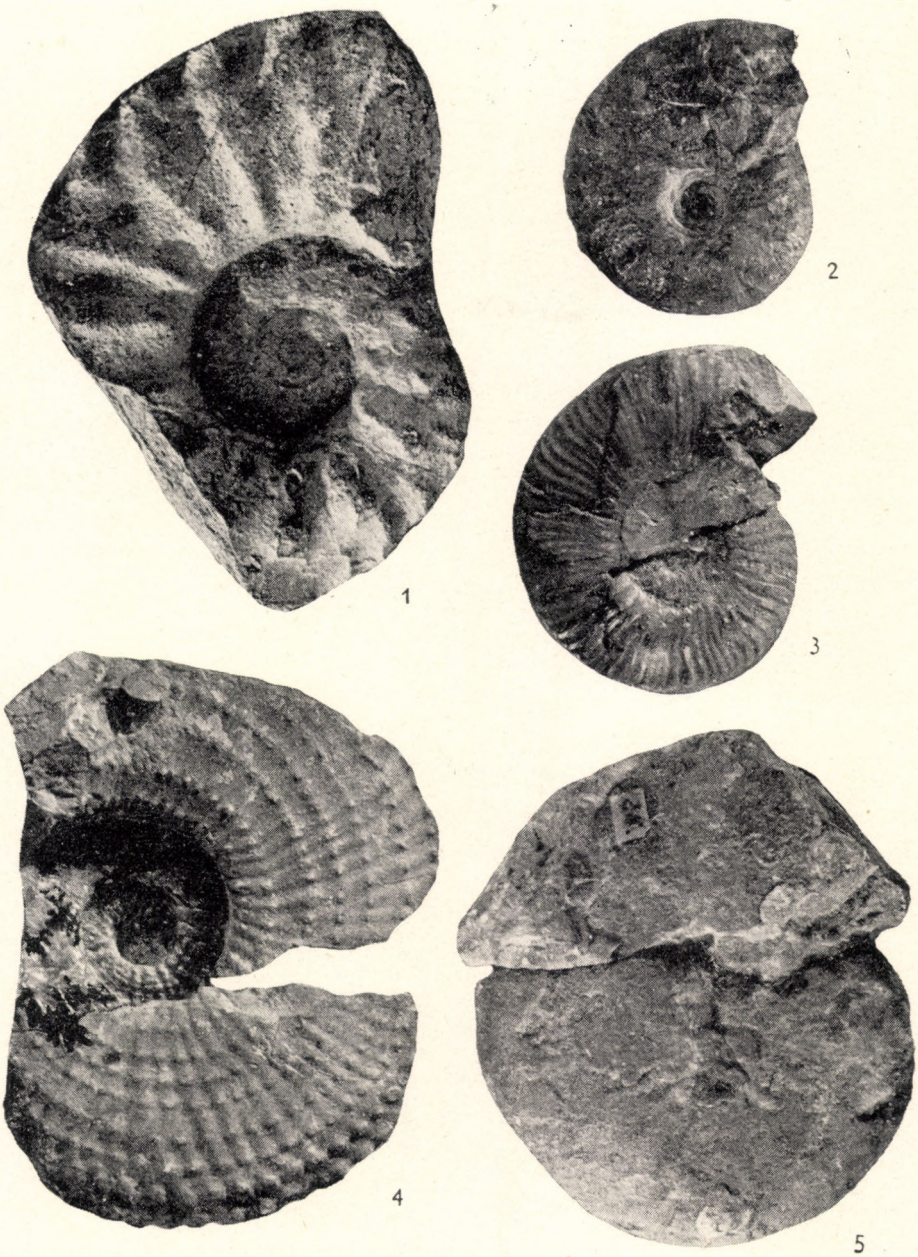
X. tábla

Anizusi emelet: 1. *Balatonites stenodiscus frechi* ARTH., Balatonfüred; 2. *Hungarites arthaberi* DIENER, Mencshely; 3. *Beyrichites beneckei* MOJS., Felsőőrs; 4. *Balatonites balatonicus* MOJS., Mencshely



XI. tábla

Ladini emelet: 1. *Daonella latecostata* Kittl, Köveskálla; 2. *Daonella tripartita* Kittl; Szentantalfa; 3. *Daonella lommeli* Wiesn., Vázsony; 4. *Daonella sturi* Ben., Balatonfüred; 5. *Worthenia lóczyi* Kittl var. I., Vámos

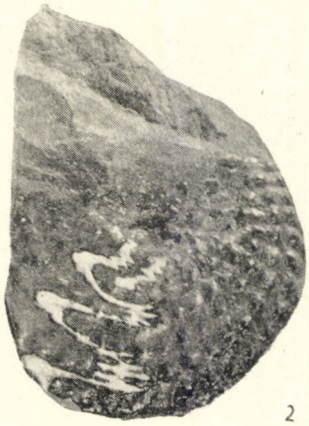


XII. tábla

Ladini emelet: 1. *Ceratites (Popinites) felsőőrsensis* Stürtz., Felsőőrs; 2. *Ptychites arthaberi* Frech, Balatonszöllős; 3. *Arpadites szabói* Böckh, Szentantalfa; 4. *Trachyceras aon* Münst., Csopak; 5. *Ptychites angusto-umbilicatus* Böckh, Mencshely



1



2



3



4

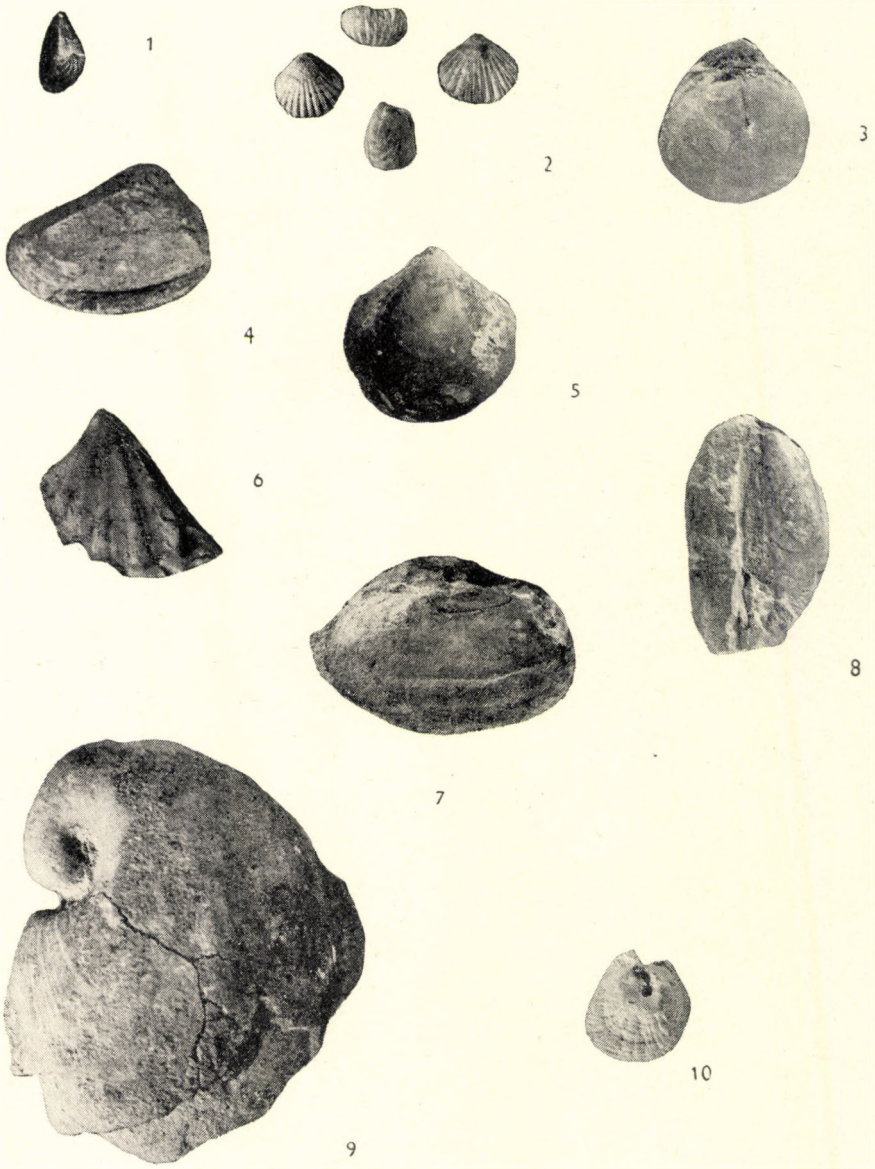
XIII. tábla

Ladini emelet: 1. *Protrachyceras pseudoarchelaus* Böckh, Vámos; 2. *Protrachyceras longobardicum* Mojs., Balatonszőllős; 3. *Arpadites arpadis* Mojs., Szentantalfa; 4. *Lecanites sibyllinus* Frech, Felsőőrs



XIV. tábla

Ladini emelet: 1. *Protrachyceras ladinum* Mojs., Vámos; 2. *Protrachyceras archelaus* Laube, Felsőőrs; 3. *Ptychites acutus* Mojs., Felsőőrs; 4. *Protrachyceras reitzi* Böckh, Felsőőrs; 5. *Beyrichites verae* Frech, Balatonfüred; 6. *Protrachyceras pseudoarchelaus* Böckh, Szentantalfa; 7. *Proarcestes böckhi* Mojs., Csicsó



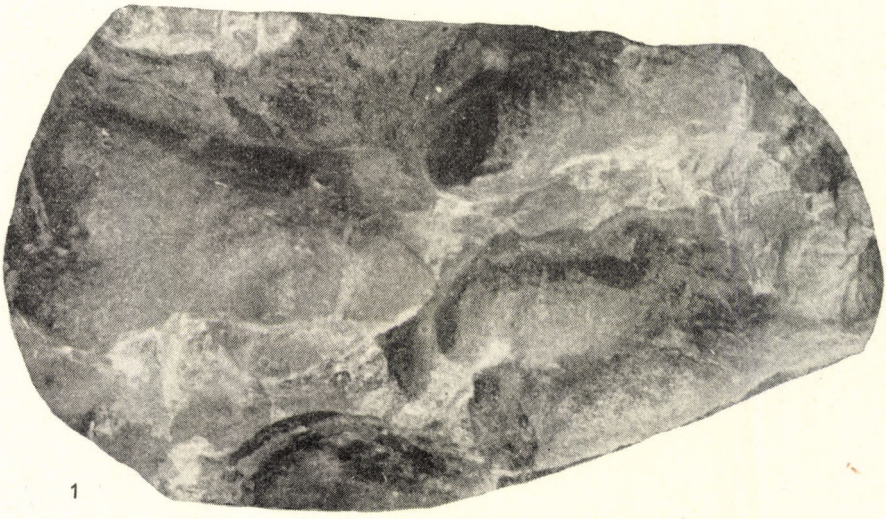
XV. tábla

Karni emelet: 1. *Retzia lóczyi* Bittner (eredeti példány!), Veszprém; 2. *Rhynchonella arpadica* Bittner, Veszprém; 3. *Waldheimia stachei* Hofm., Budapest; 4. *Nucula strigillata* Goldf. (3 × nagyít.), Nosztori major, Csopak; 5. *Pecten praemissus* Bittner, Veszprém; 6. *Pecten (Indopecten) transdanubicus* Vigh, Budapest; 7. *Anodontophora torreana* Frech (eredeti példány!), Veszprém; 8. *Myoconcha* cf. *recta* Broili, Csővár; 9. *Cornucardia hornigi* Bittner, Veszprém; 10. *Enantostreon hungaricum* Bittner, Veszprém

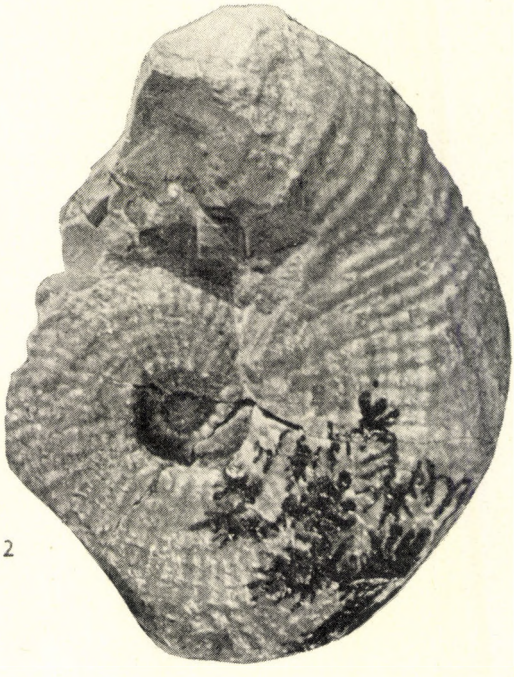


XVI. tábla

Karni emelet: 1. *Mysidioptera multicostata* Bittner, Veszprém; 2. *Lima mytiloides* Vigh, Budapest; 3. *Protrachyceras baconicum* Mojs., Veszprém; 4. *Arpadites (Dittmarites) hofmanni* Mojs., Gelemér; 5. *Protrachyceras attila robusta* Mojs., Veszprém; 6. *Lecanites lóczyi* Frech, Veszprém



1



2

XVII. tábla

Karni emelet: 1. *Thamnastraea frechi baconica* Papp, Veszprém; 2. *Trachyceras austriacum* Mojs., Csopak



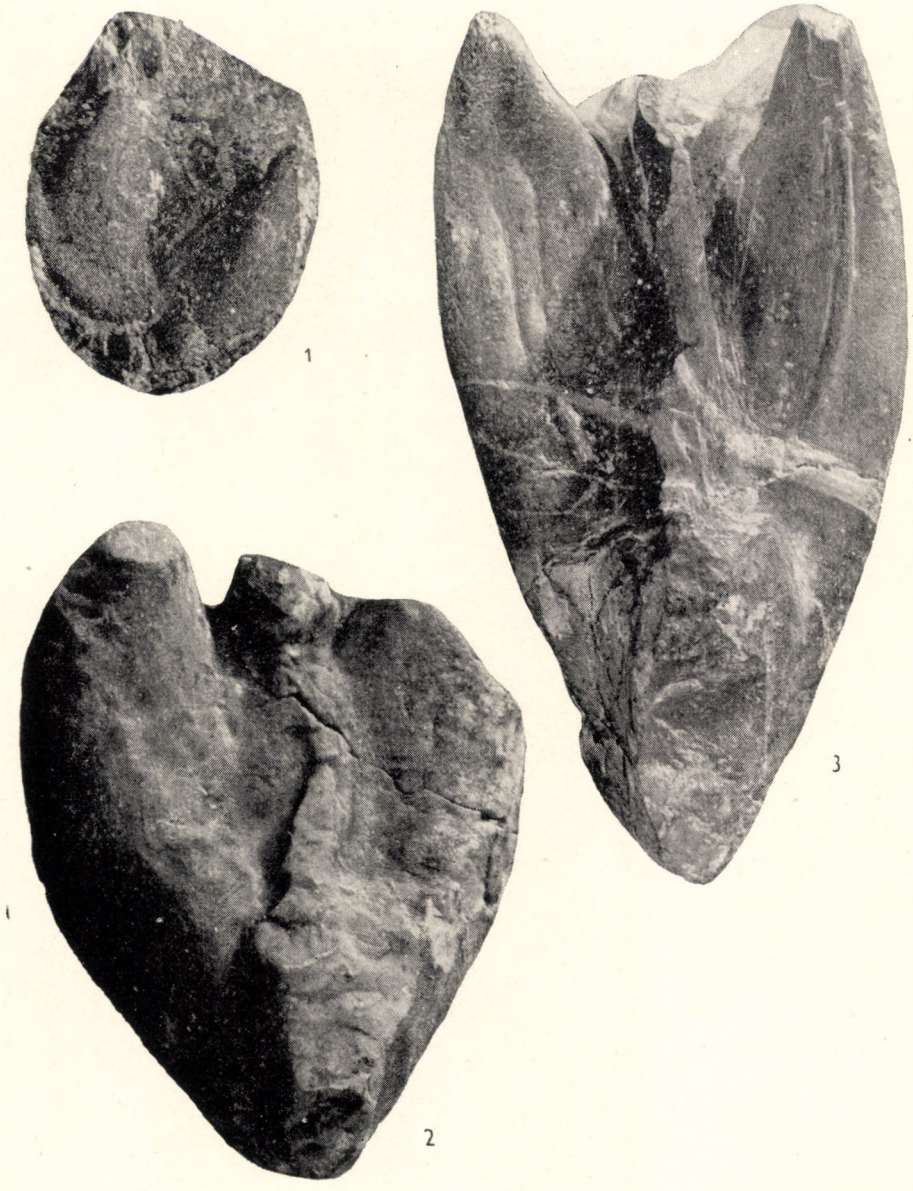
XVIII. tábla

Nóri emelet: 1. *Amauropsis hantkeni* Kittl (2 × nagyít.), Esztergár; 2. *Megalodus elegans* Dank, Csákberény; 3. *Cruratula hantkeni* Böckh, Litér; 4. *Pleuromya loeschmanni* Frech, Esztergár; 5. *Worthenia escheri* Stopp., Esztergár; 6. *Megalodus pannonicus* Dank, Csákberény



XIX. tábla

Nóri emelet: 1—2. *Megalodus seccoi* Parona, Eplény; 3. *Megalodus gryphoides*, Gümb.; Rátót; 4—5. *Megalodus böckhi* Hörn., Sümeg



XX. tábla

Raeti emelet: 1. *Avicula falcata* Stopp. (kösszeni fácies), Rezi; 2. *Paramegalodus incisus* Frech, Tata; 3. *Paramegalodus incisus cornuta* Frech, Bajót



XXI. tábla

Liász: 1. *Zetoceras zetes* (D'ORB.), Bakonycsernye; 2. *Calliphylloceras capitanei* (CAT.), Úrkút; 3. *Nautilus semistriatus globosa* PRINZ, Lábatlan; 4. *Harpoceras serpentinum* SCHLOTH. (lakókamrás alak), Piszke



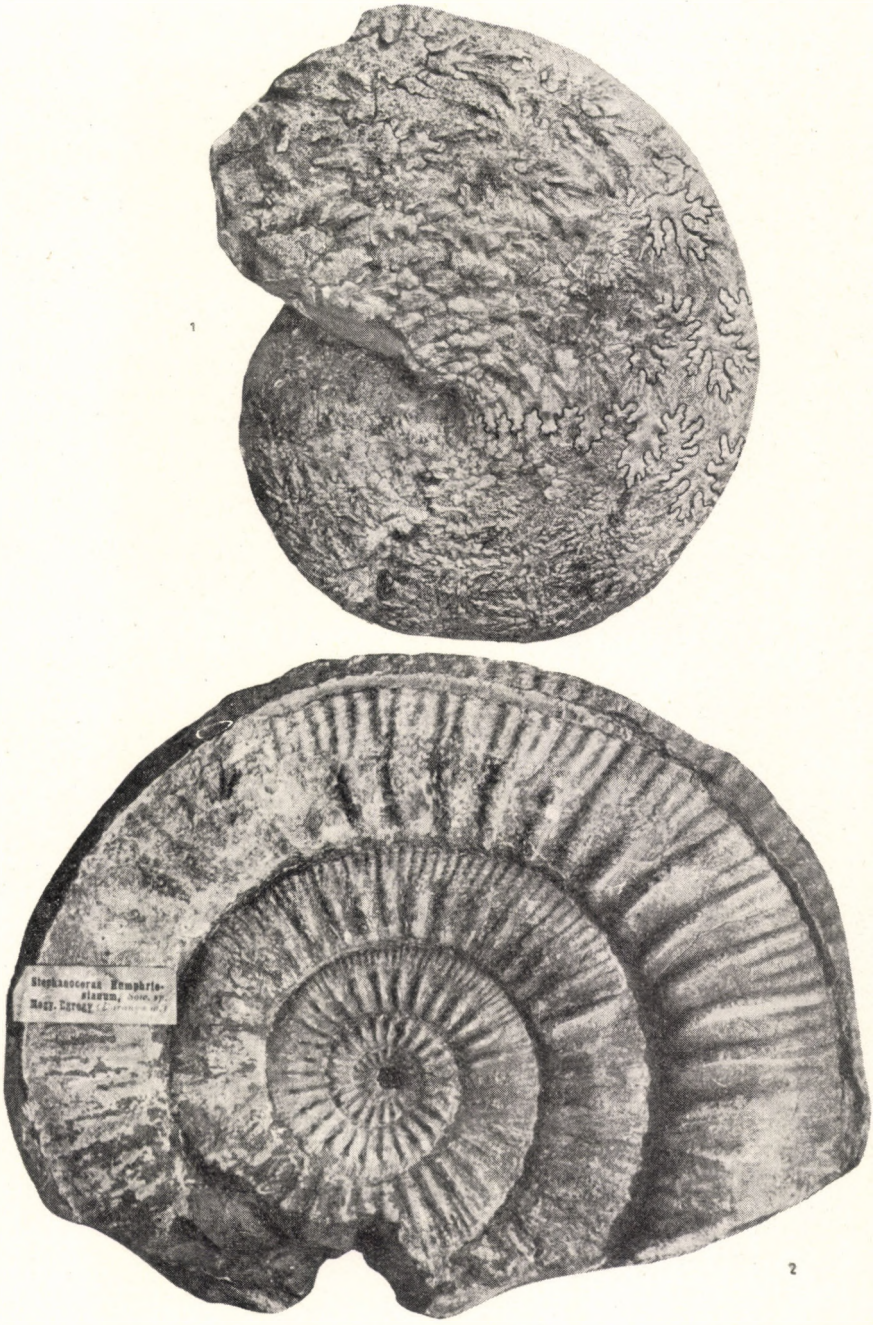
XXII. tábla

Liász—dogger: 1. *Hantkeniceras hantkeni* (Schloen.), Bakonycsernye; 2. *Hildoceras bifrons* (Brng.) mut. quadrat. Prinz, Bakonycsernye; 3. *Planammatoceras stenomphalum* (Prinz), Bakonycsernye; 4. *Phylloceras szabói* (Prinz), Bakonycsernye; 5. *Calliphylloceras tatricum* (Pusch), Bakonycsernye; 6. *Catulloceras dumortieri* (Thioll), Bakonycsernye; 7. *Erycites fallifax* Arkell, Bakonycsernye; 8. *Tmetoceras scissus* (Ben.), Bakonycsernye



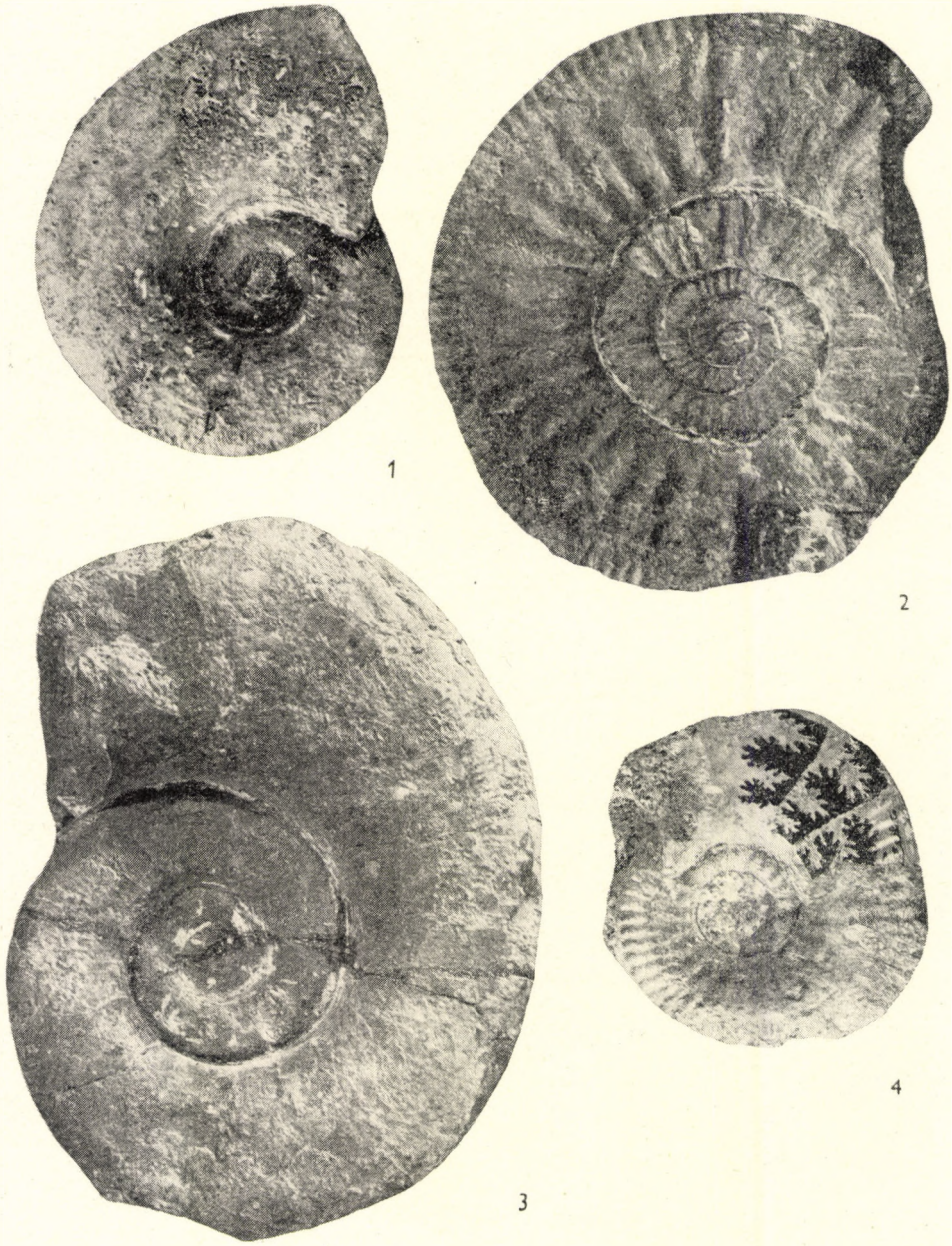
XXIII. tábla

Dogger: 1. *Stephanoceras falloti* Vigh, Lábatlan; 2. *Perisphinctes recuperoi* Gem. (eredeti példány), Eszter; 3. *Calliphylloceras nilssoni medio-jurassica* Prinz, Bakonycsernye



XXIV. tábla

Dogger: 1. *Phylloceras perplanum* Prinz, Bakonycsernye; 2. *Stephanoceras humphriesianum* Sow., Magyaregregy



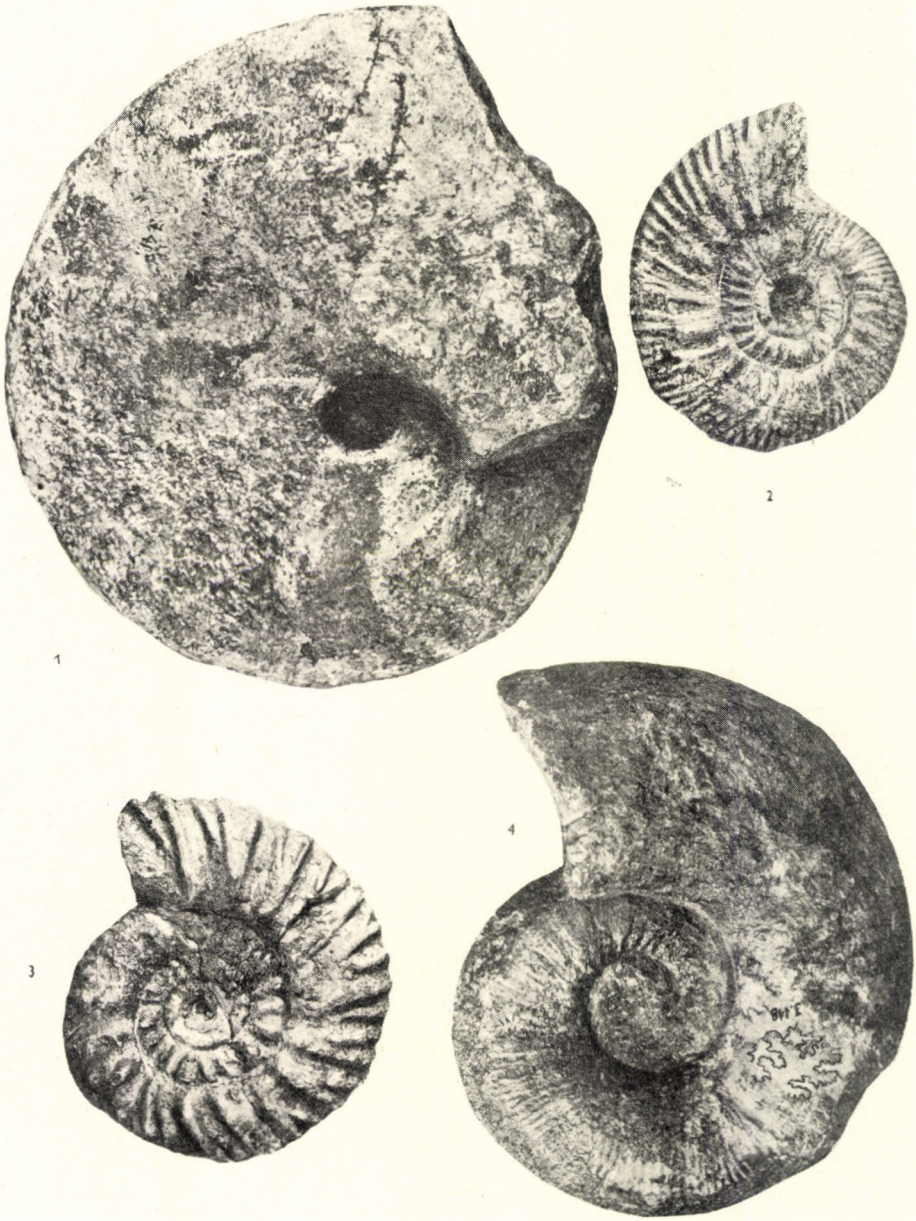
XXV. tábla

Dogger: 1. *Lissoceras voultense* Opp., Siklós; 2. *Choffatia leptoides* Till, Siklós; 3. *Lytoceras adeloides* Kud., Siklós; 4. *Kosmoceras jason* Rein., Siklós



XXVI. tábla

Dogger: 1. *Holcophylloceras mediterraneum* (Neum.), Siklós; 2. *Ptychophylloceras euphylloides* Till, Siklós; 3. *Phylloceras kudernatschi* Hauer, Siklós; 4. *Choffatia villanoides* Till, Siklós



XXVII. tábla

Dogger: 1. *Oppelia (Oxycerites) tilli* Lóczy jun., Villány; 2. *Reineckia hungarica inacuticostata* Lóczy jun., Villány; 3. *Reineckia crassicostata* Lóczy jun., Villány; 4. *Aspidoceras rollieri* Lóczy jun., Villány



XXVIII. tábla

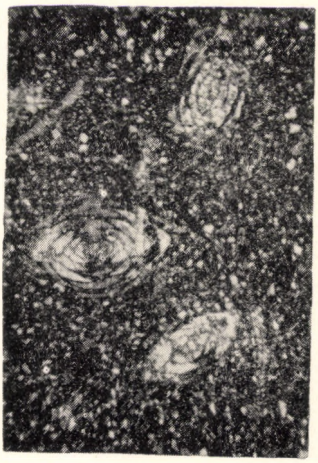
Dogger: 1. *Perisphinctes pseudolothari* Lóczy jun., Villány; 2. *Reineckia lata* Lóczy jun., Villány; 3. *Aspidoceras antiquum* Lóczy jun., Villány; 4. *Idoceras calloviense* Lóczy jun., Villány



XXIX. tábla

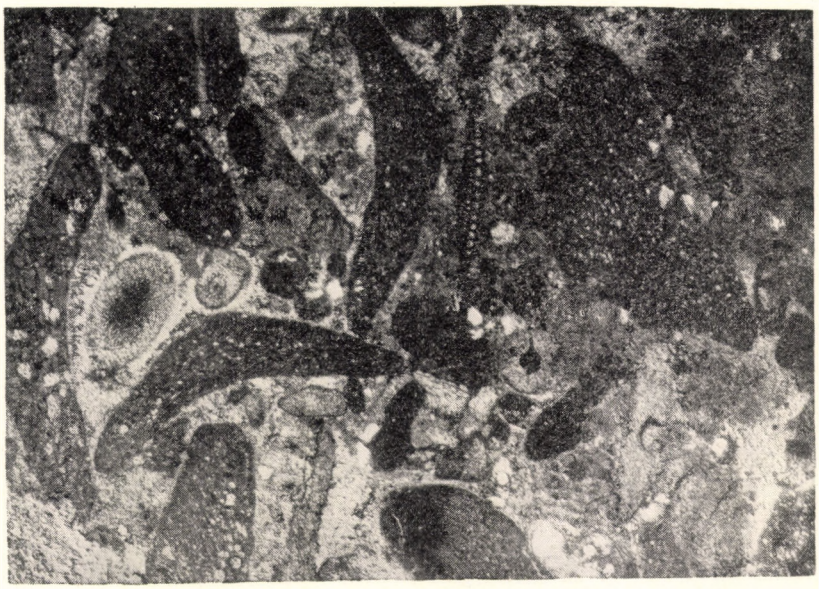
Malm: 1. *Aspidoceras lábatlanensis* Vigh, Piszke; 2. *Aspidoceras acanthicum* Opp., Tata; 3. *Aspidoceras herbichi* Hofm., Felsővadács; 4. *Simoceras proteres* Can., Tata

1



2

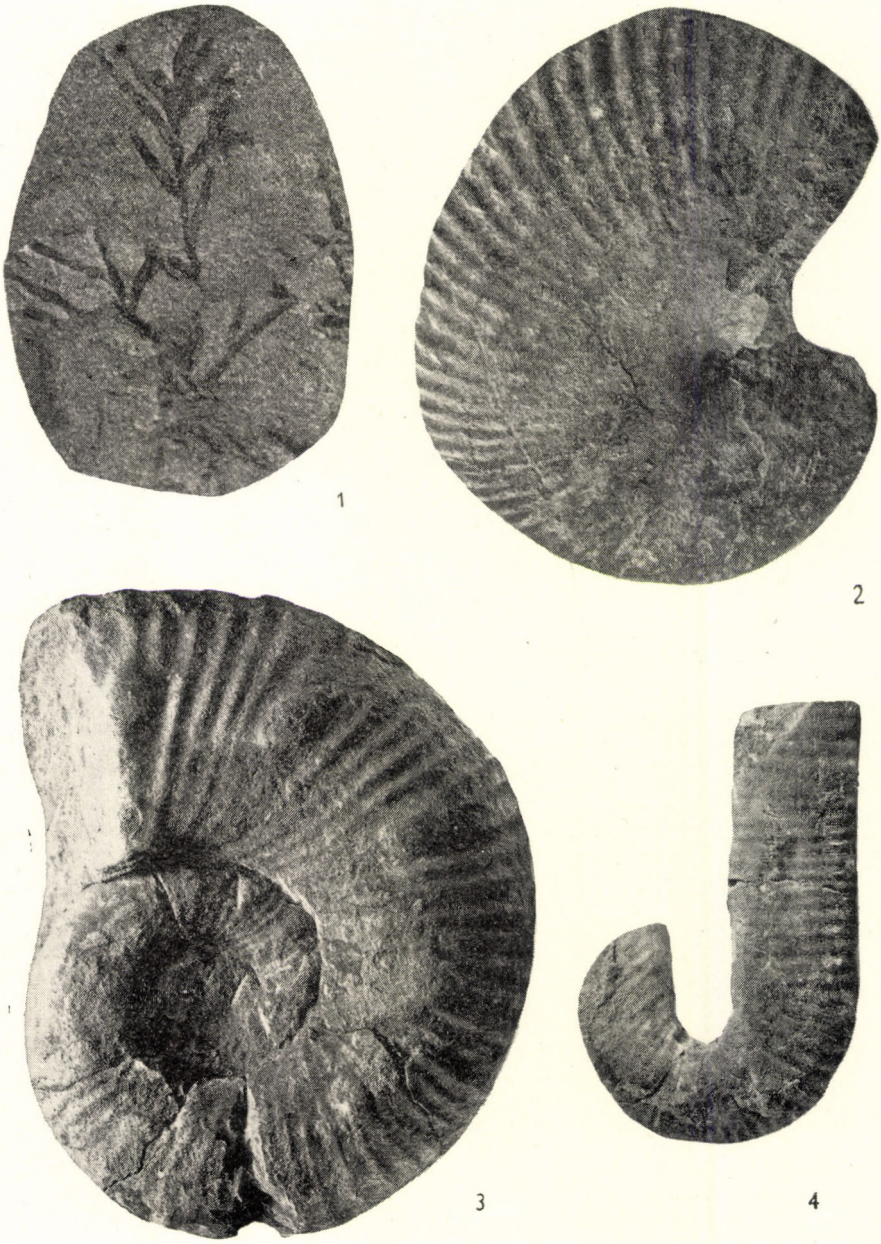




3

XXX. tábla

Kréta: 1. *Miscellenea hungarica*, Nagylengyel; 2. Globotruncanás—inoceramuszos márga, Magyarpolány; 3. Orbitolinás mészkő, Zirc



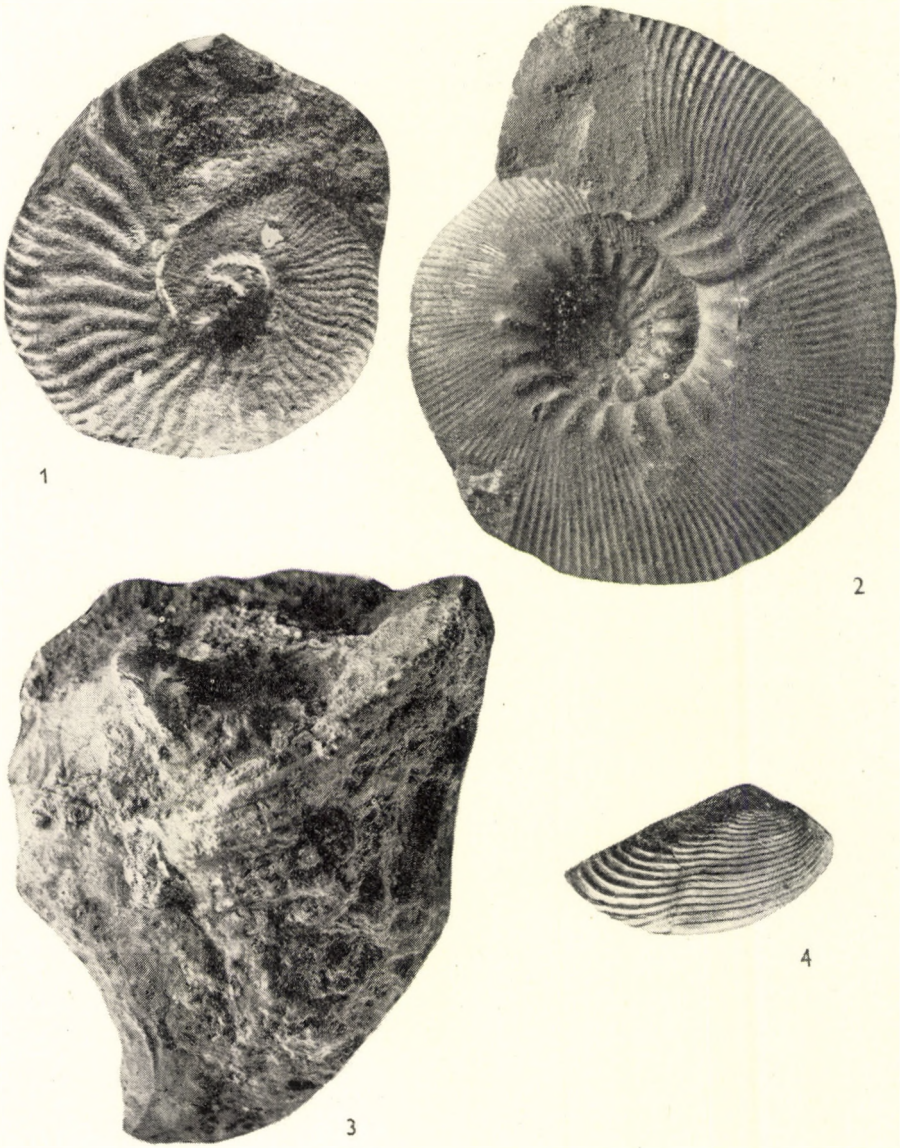
XXXI. tábla

Alsókréta: 1. *Chondrites* cf.*furcillatus* Roem., Lábatlan; 2. *Partschiceras winkleri* (Uhl.), Lábatlan; 3. *Aspidoceras guerinianum* (d'Orb.), Lábatlan; 4. *Hamulina paxillosa* Uhl., Lábatlan



XXXII. tábla

Alsókréta: 1. *Desmoceras* sp., Lábatlan; 2. *Lytoceras stephanense* Kil., Lábatlan; 3. *Phyllopachyceras infundibulum* (d'Orb.), Lábatlan; 4. *Barremites (Barremites) difficilis* d'Orb.), Lábatlan; 5. *Lytoceras phaestus* Uhl.



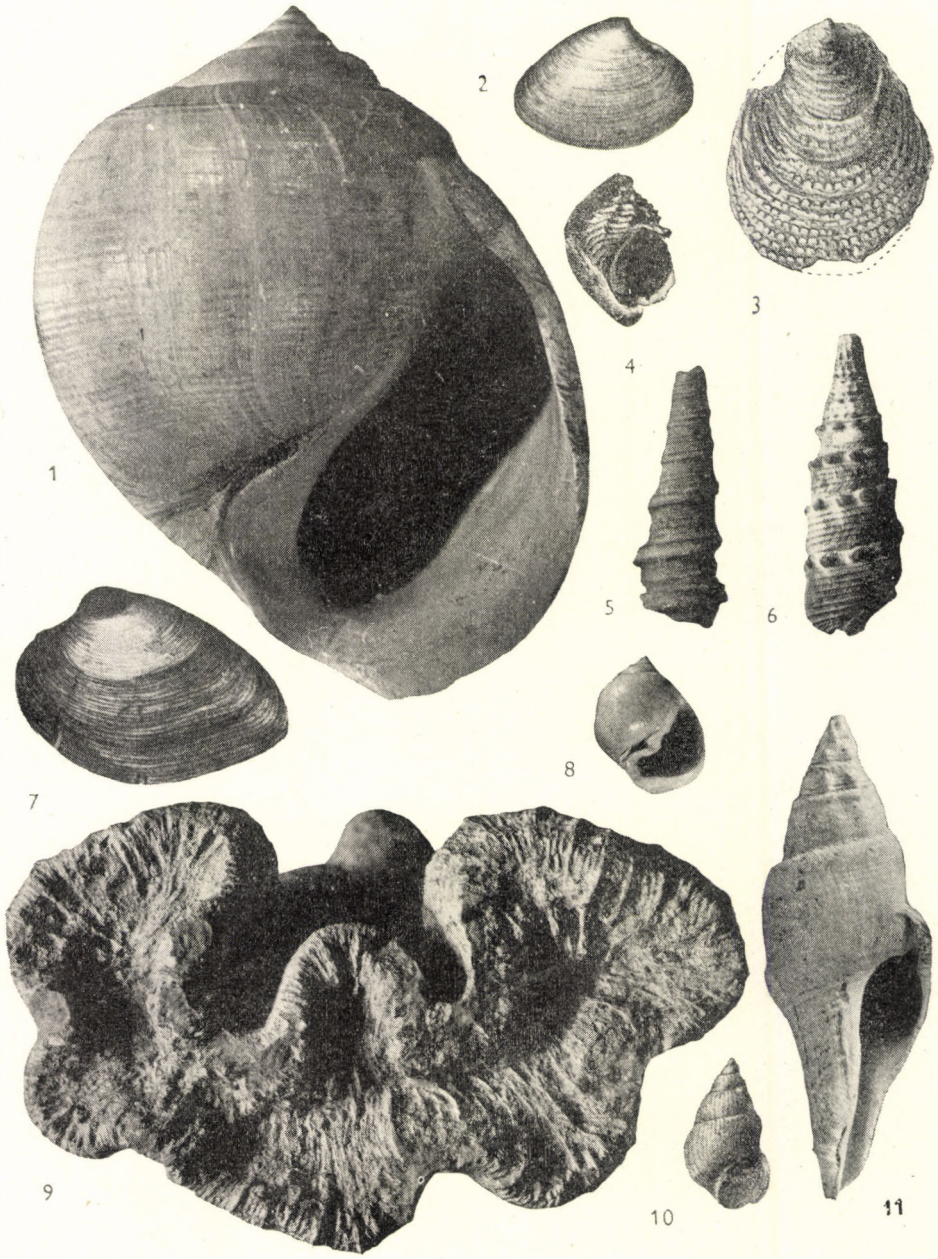
XXXIII. tábla

Alsókréta: 1. *Thürmanniceras thürmanni* (Pictet et C.), Lábatlan; 2. *Olcostephanus (Olcostephanus) astierianus* (d'Orb.), Lábatlan; 3. *Monopleura* sp., Lábatlan; 4. *Lamellaptychus didayi* (Coq.), Lábatlan



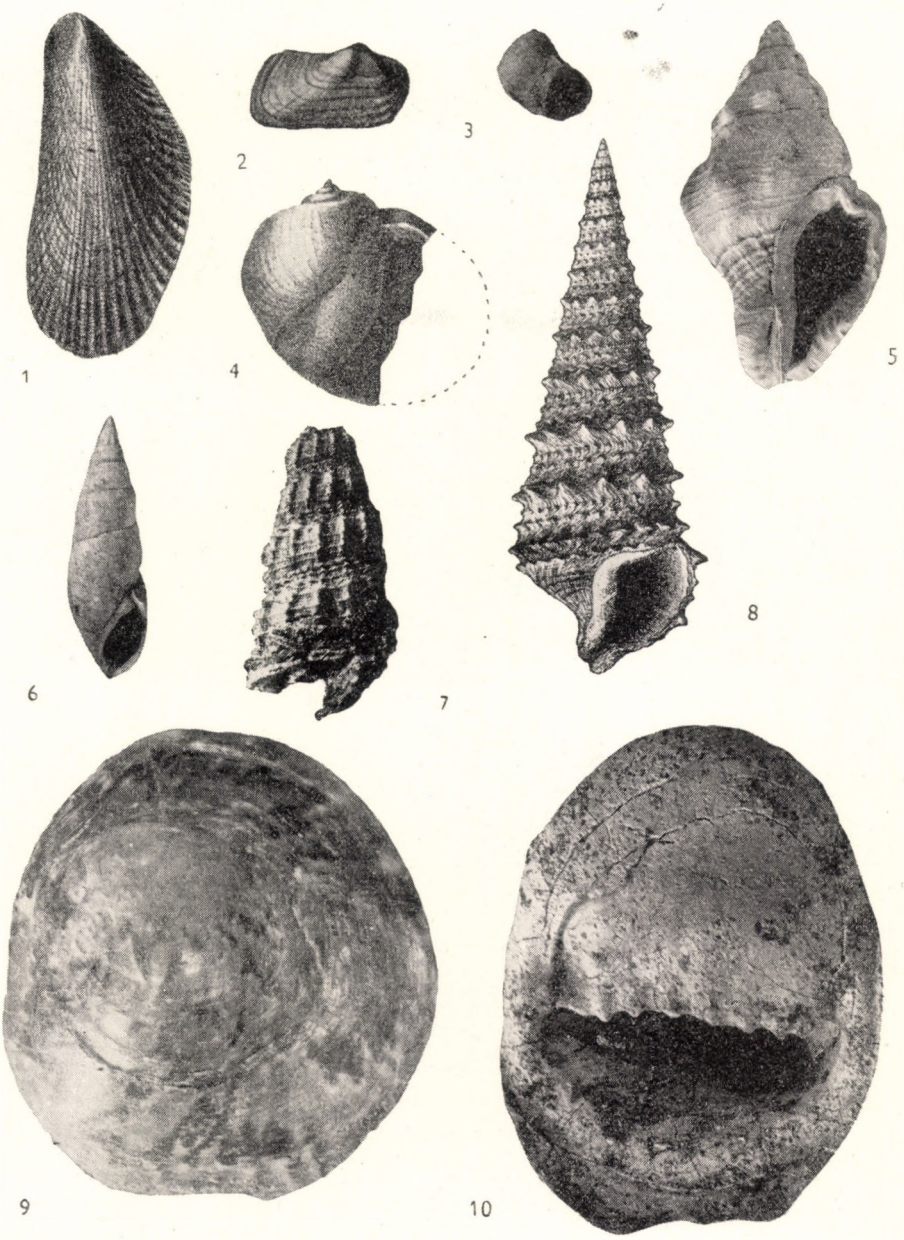
XXXIV. tábla

Kréta: 1—2. *Cyclolites macrostoma* Reuss, Sümeg; 3. *Requienia lonsdalei* Sow., Bakonybél; 4. *Omphalia kefersteini* (Goldfuss), Sümeg; 5. *Hippurites cornuvaccinum* Goldfuss, Sümeg



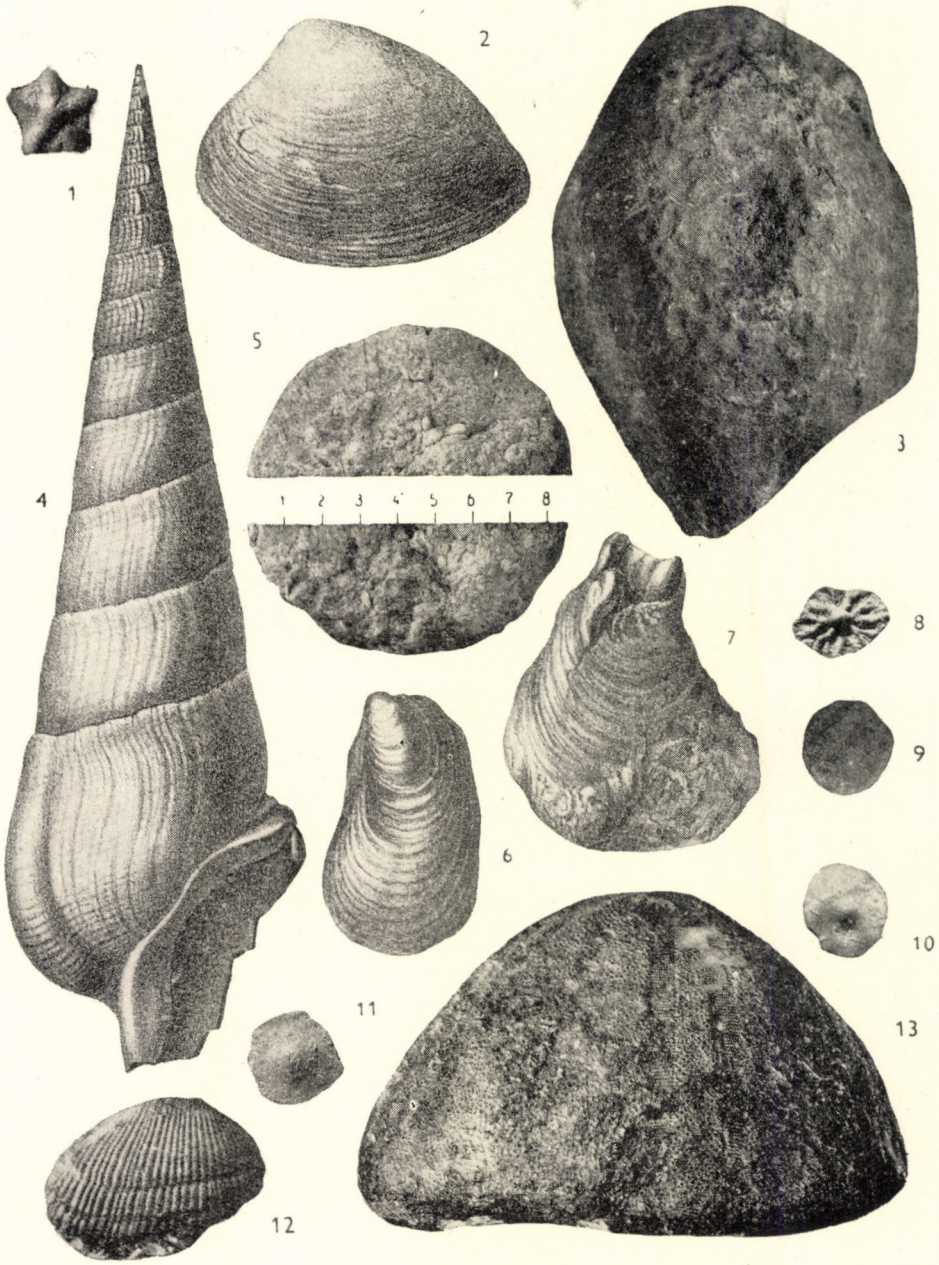
XXXV. tábla

Eocén: 1. *Ampullina perusta* (Defr.), Zámoly; 2. *Tivelina pseudopetersi* (Taeger), Tatabánya; 3. *Anomia gregaria* Bayan, Nagykovácsi; 4. *Pyrgulifera hungarica* Opp., Dorog; 5. *Turritella tokodensis* Hantken, Tokod; 6. *Tympanotonus hantkeni* (Mun.-Chalm.), Tatabánya; 7. *Meretrix vértesensis* (Taeger), Tatabánya; 8. *Deshayesia alpina* (d'Orb.)-Zámoly; 9. *Placosmilia multisinuosa* (Mich.), Mogyorós; 10. *Bithynia carbonaria* (Mun.-Chalm.), Dorog; 11. *Clavilithes noae* (Chemn.), Zámoly



XXXVI. tábla

Eocén: 1. *Brachyodontes corrugatus* (Brongn.), Tokod; 2. *Arca vértesensis* Szőts, Tatabánya; 3. *Natica pasinii* Bayan, Zámoly; 4. *Natica incompleta* Zittel, Csákvár; 5. *Cantharus brongniarti* (d'Orb.), Csákvár; 6. *Bayania melaniaeformis* (Schloth.), Zámoly; 7. *Melania hantkeni* Opp., Solymár; 8. *Tympanotonus calcaratus* (Brongn.), Csákvár; 9—10. *Velates schmideli* (Chemn.), Dudar



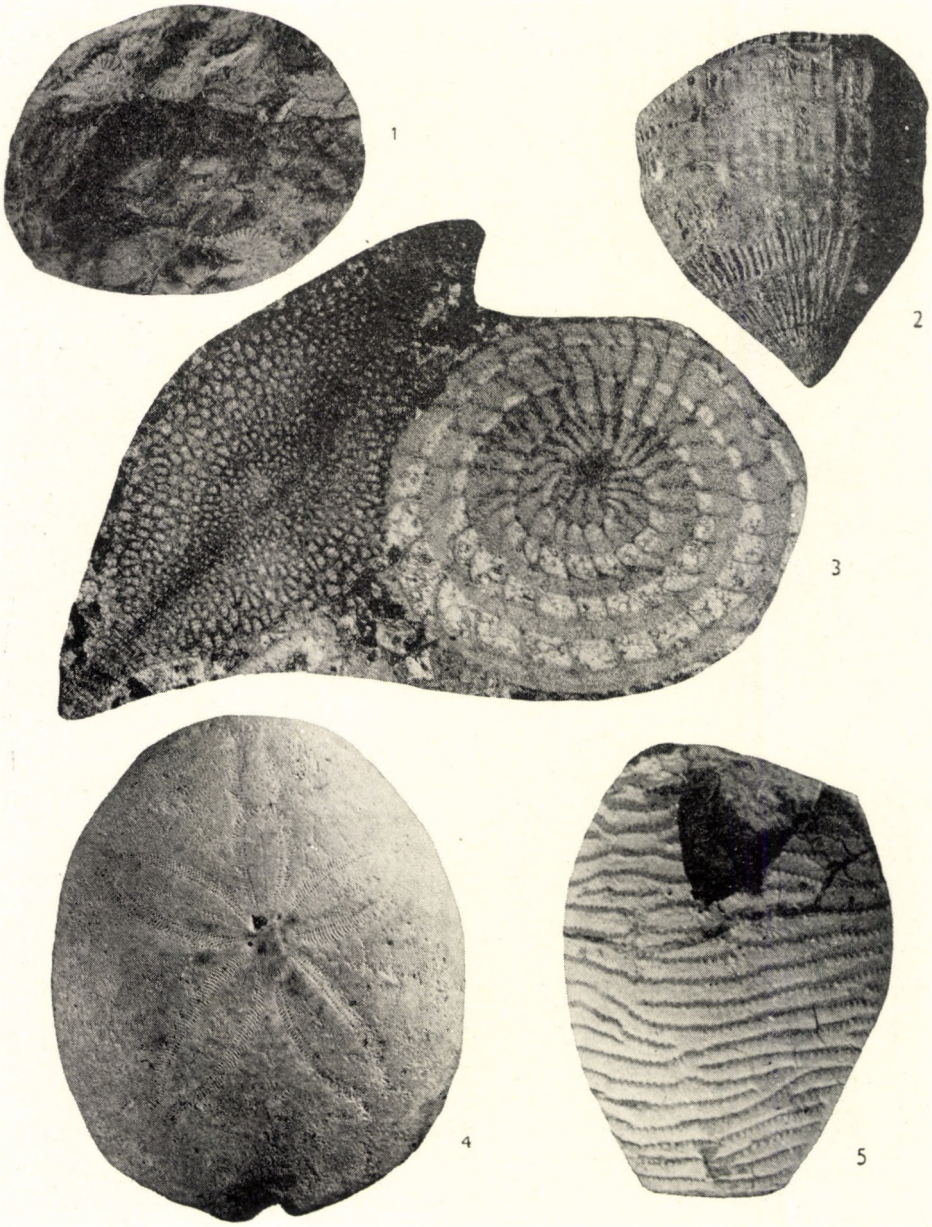
XXXVII. tábla

Eocén: 1. *Asterocyclina stellata* (D'ARCH.), (2 × nagyít.), Ajka; 2. *Meretrix hungarica* (HANTKEN), Nagykovácsi; 3. *Porites crustulum* OPP., Tatabánya; 4. *Cerithium subcorvinum* OPP., Csákvár; 5. *Nummulites millecaput* BOUBÉE, Dudar; 6—7. *Ostrea supranummulitica* ZITTEL, Piszke; 8. *Actinocyclina patellaris* (SCHLOTH.), (2 × nagyít.), Ajka; 9. *Nummulites perforatus* MONTF., Zirc.; 10. *Discocyclina pratti* (MICHELIN), (2 × nagyít.), Ajka; 11. *Discocyclina papyracea* (BOUBÉE), Ajka; 12. *Arca pseudopeethensis* SZŐTS, Bajót; 13. *Conoclypeus conoideus* AG. (½ × nagyít.), Ajka



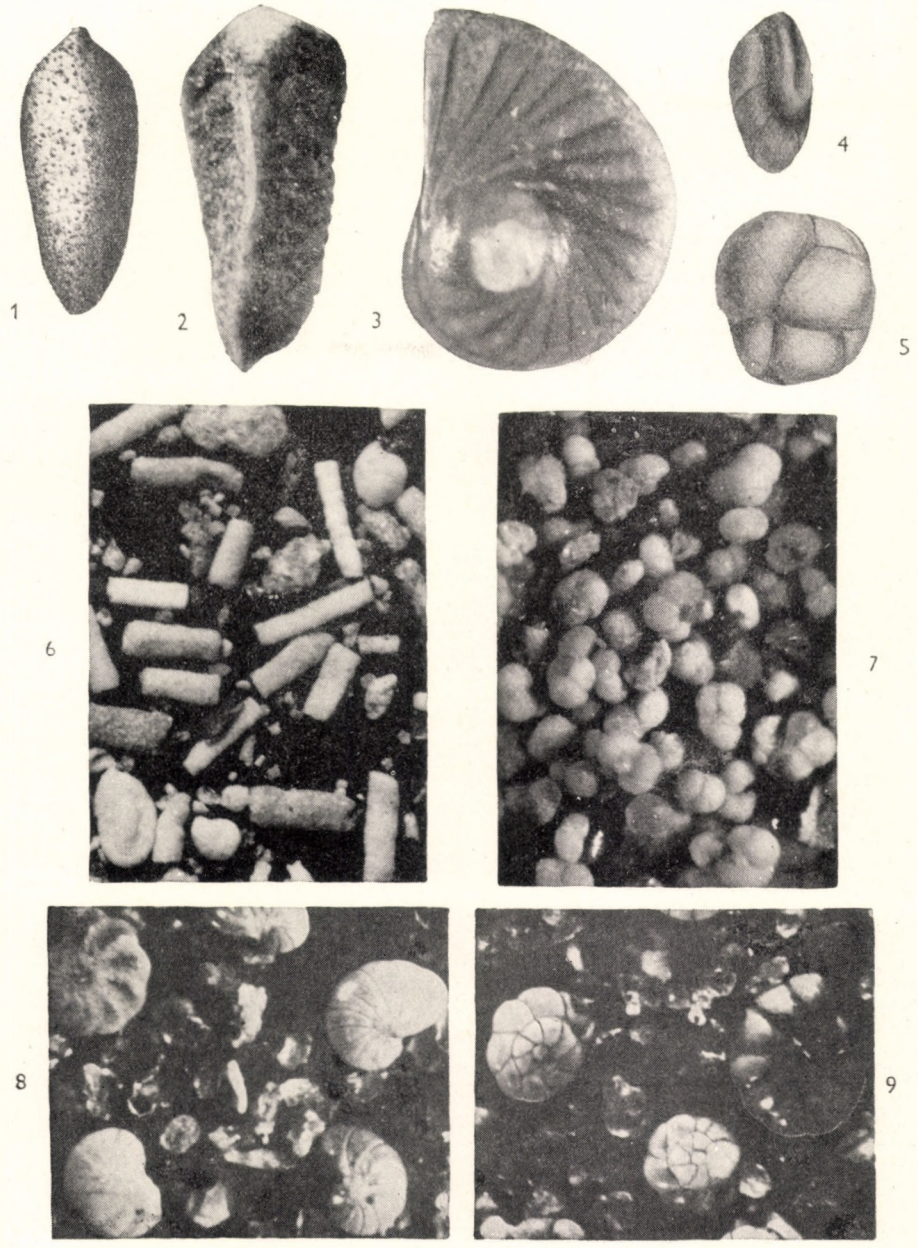
XXXVIII. tábla

Középső- és felsőeocén: 1. *Placosmilia multisinuosa* (Mich.), Bajót; 2. *Hantkenina kochi* (Hantken), (50 × nagyít.), Padrag; 3. Miliolinás mészkő (60 × nagyít.), Demjén; 4. *Strombus tournouëri* Bayan, Bajót; 5. *Actinocyclina radians* (d'Arch.), (2 × nagyít.), Ajka; 6. *Chlamys biarritzensis* (d'Arch.), Budapest



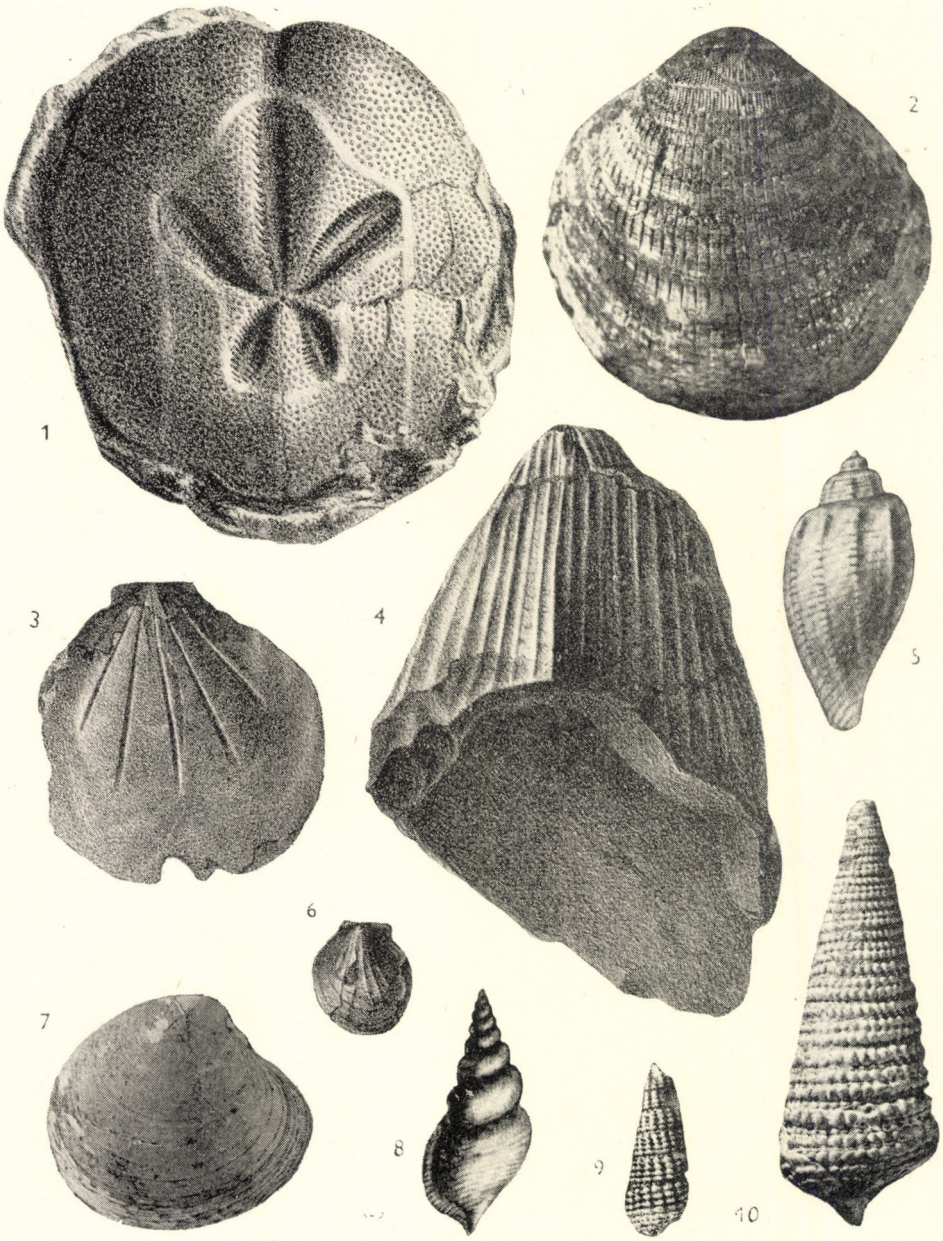
XXXIX. tábla

Felsőeocén: 1. Operculinás—discocyclinidás mészkő, Budapest; 2. *Circophyllia annulata* (Reuss), Tatabánya; 3. Discocyclinidás—nummuliteszes mészkő (13 × nagyít.), Budapest; 4. *Echinanthus scutella* Lamk., Solymár; 5. *Ranina reussi* Woodward



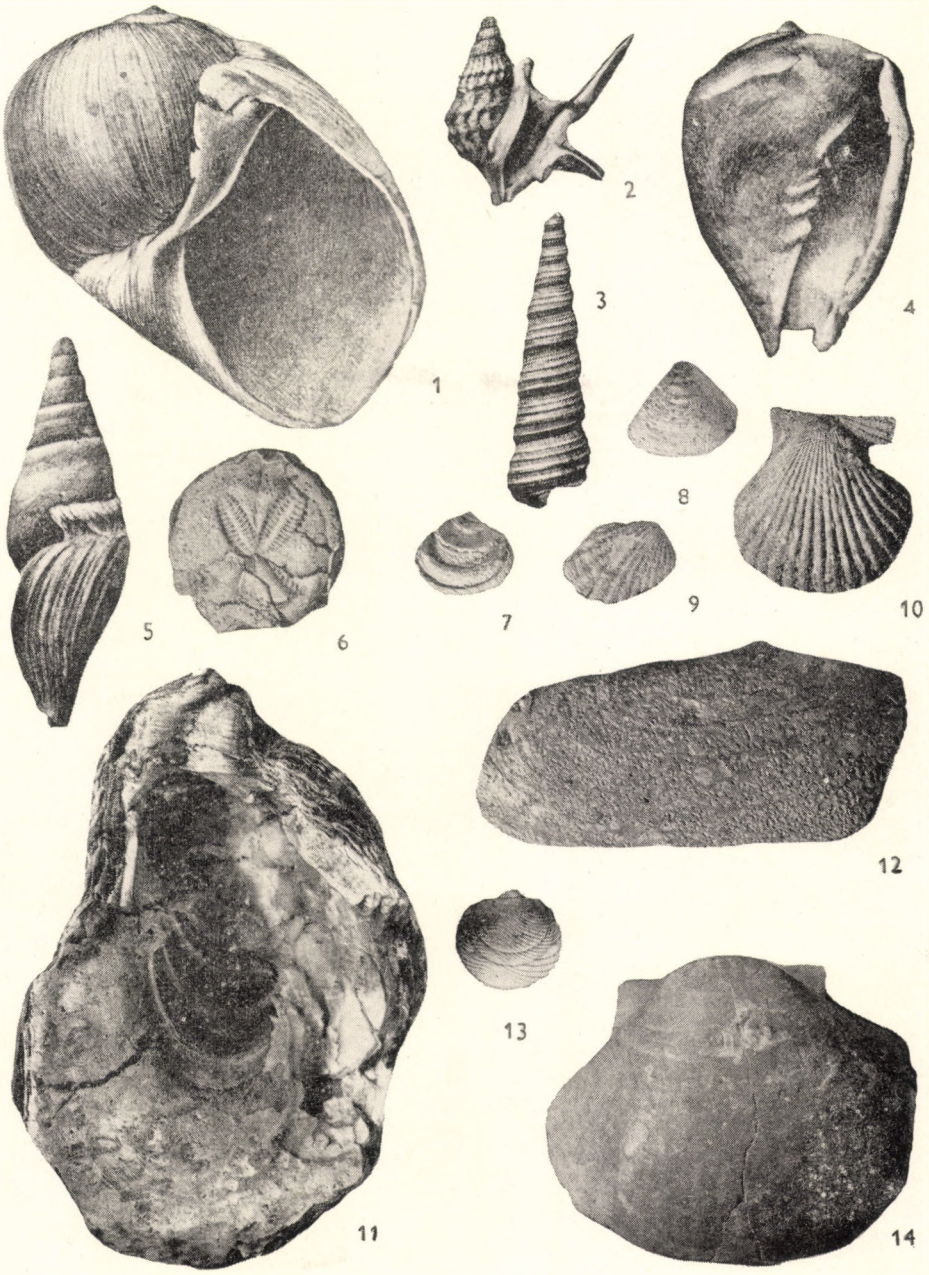
XL. tábla

Oligocén: 1. *Lievusella cylindrica* (Hantken), (20 × nagyít.), Budapest; 2. *Clavulinoides szabói* (Hantken), (20 × nagyít.), Budapest; 3. *Planularia kubinyii* (Hantken), (15 × nagyít.), Budapest; 4—5. *Cassidulina vitálisi* Majzon, Budapest; 6. Agglutinált alakokat tartalmazó szint (45 × nagyít.), Demjén; 7. Globigerinás szint (48 × nagyít.), Bükkszék; 8. Nonionos csökkentsósvízi szint (65 × nagyít.), Szentendre; 9. Rotaliás, csökkentsósvízi szint (65 × nagyít.), Szentendre



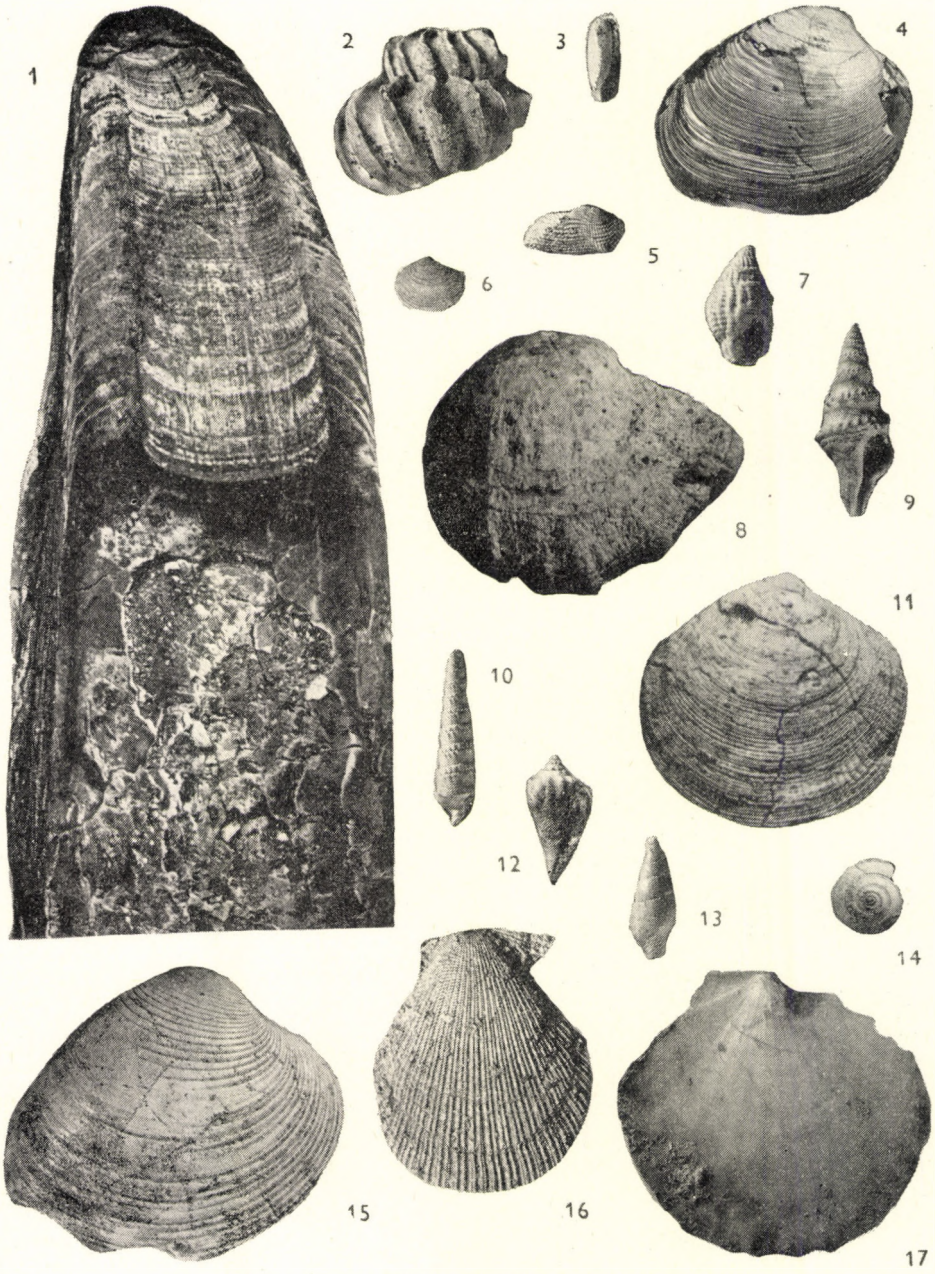
XLI. tábla

Oligocén: 1. *Schizaster lorioli* PÁVAY, Budapest; 2. *Glycymeris obovata* (LAMK.), Törökbálint; 3. *Pecten semistriatus* MAYER, Budapest; 4. *Pinna hungarica* MAYER C., Budapest; 5. *Volutilithes affinis* BR. var. *wagneri* NOSZKY SEN., Budapest; 6. *Pecten bronni* MAYER, Budapest; 7. *Cyrena semistriata* DESH., Pomáz; 8. *Rostellaria hungarica* NOSZKY SEN., Budapest; 9. *Potamides plicatus* (BRONGN.), Sárisáp; 10. *Potamides margaritaceus* BROCCHI, Sárisáp



XLII. tábla

Alsó- és középsőmiocén: 1. *Natica auriculata* Gratelup, Eger, 2. *Chenopus speciosus* (Schloth.), Eger; 3. *Turritella sandbergeri* Mayer, Eger; 4. *Volutilithes rarispina* Lamk., Eger; 5. *Pleurotoma regularis* Koninck, Eger; 6. *Brissopsis ottnangensis* Hörn., Vaszar; 7. *Chique (Clausinella) scalaris* (Bronn); 8. *Crassatella moravica* Hörn.; 9. *Cardita crassa* Lamk.; 10. *Chlamys opercularis* L., Eger; 11. *Ostrea digitalina* Dub.; 12. *Lutraria lutraria* Lamk.; 13. *Divaricella ornata* (Ag.); 14. *Pecten revolutus* Micht.



XLIII. tábla

Középsőmiocén: 1. *Ostrea crassissima* Lamk.; 2. *Scala proglobosa* Sacco; 3. *Cylichna convuluta* (Brocchi); 4. *Meretrix islandicoides* Lamk.; 5. *Arca clathrata* Defr.; 6. *Myrtea spinifera* (Mtg.); 7. *Nassa toulai* H. et Au.; 8. *Anomia ephippium* L.; 9. *Clavatula asperulata* Lamk.; 10. *Terebra neglecta* Micht.; 11. *Codokia leonina* (Bast.); 12. *Volutilithes rarispina* Lamk.; 13. *Pyrene fallax* H. et Au.; 14. *Solarium simplex* Bronn; 15. *Macrocallista italica* Defr.; 16. *Chlamys multistriata* Poli; 17. *Amussium cristatum* Bronn



1



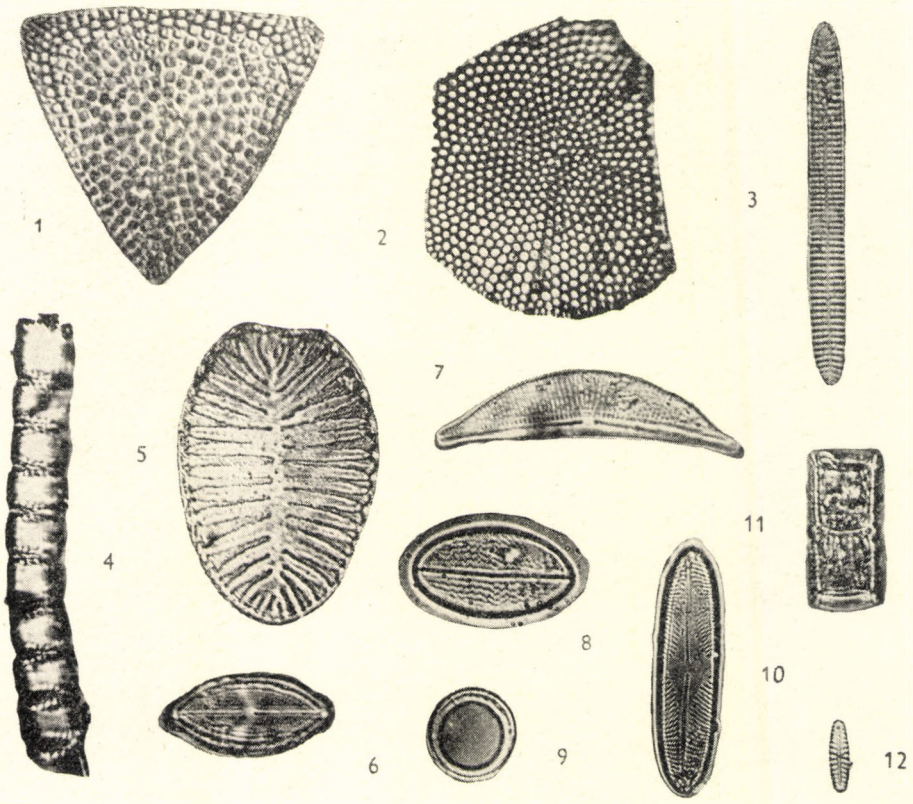
2



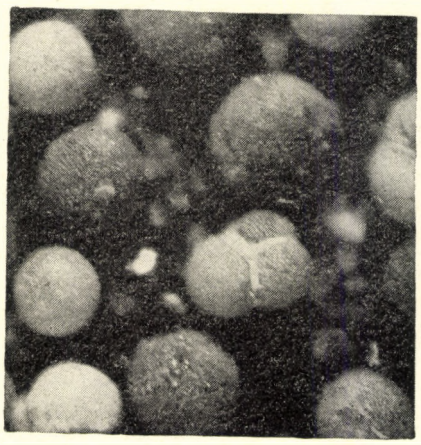
3

XLIV. tábla

Életnyomok az alsó helvéti I. kőszéntelep fedőjéből. Nagybátony

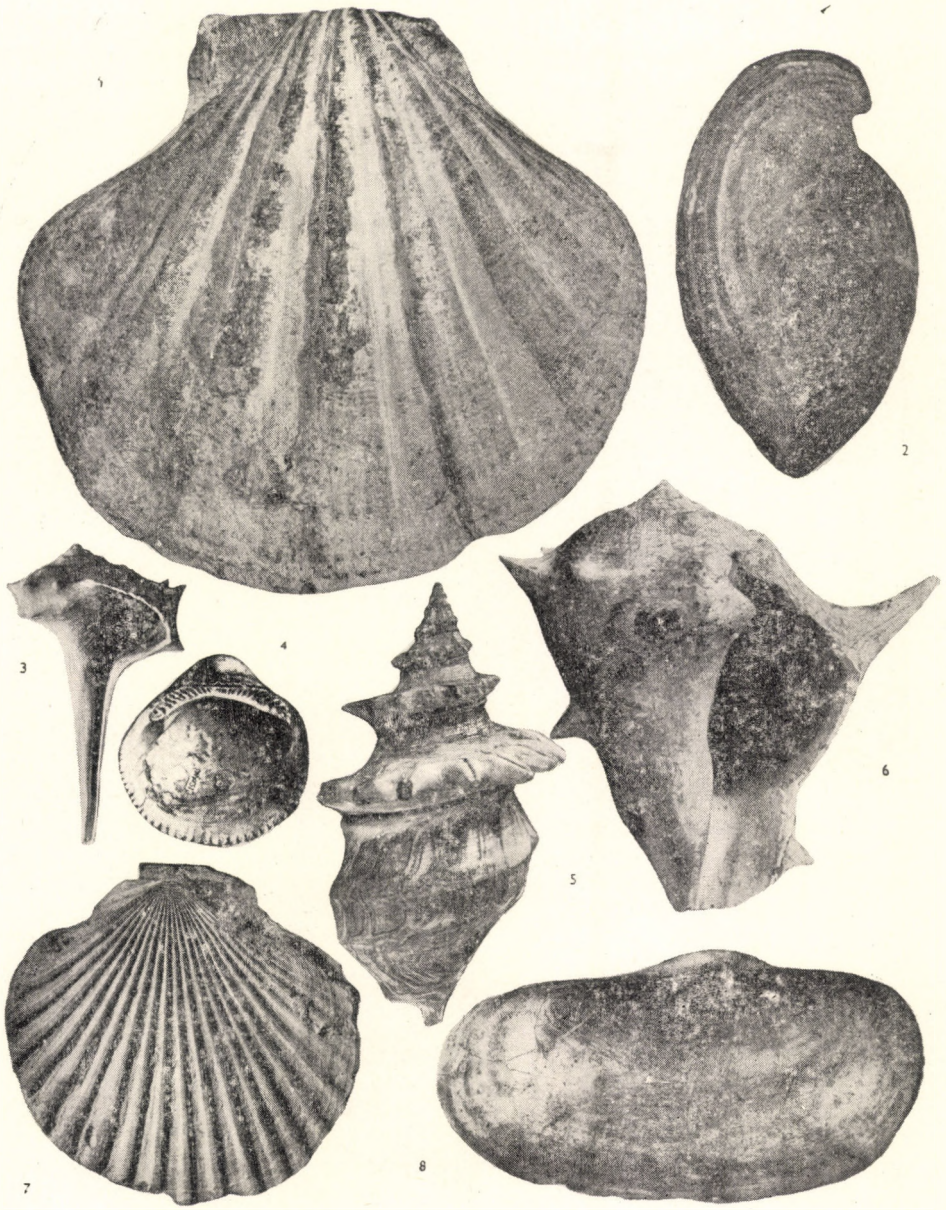


XLV. tábla



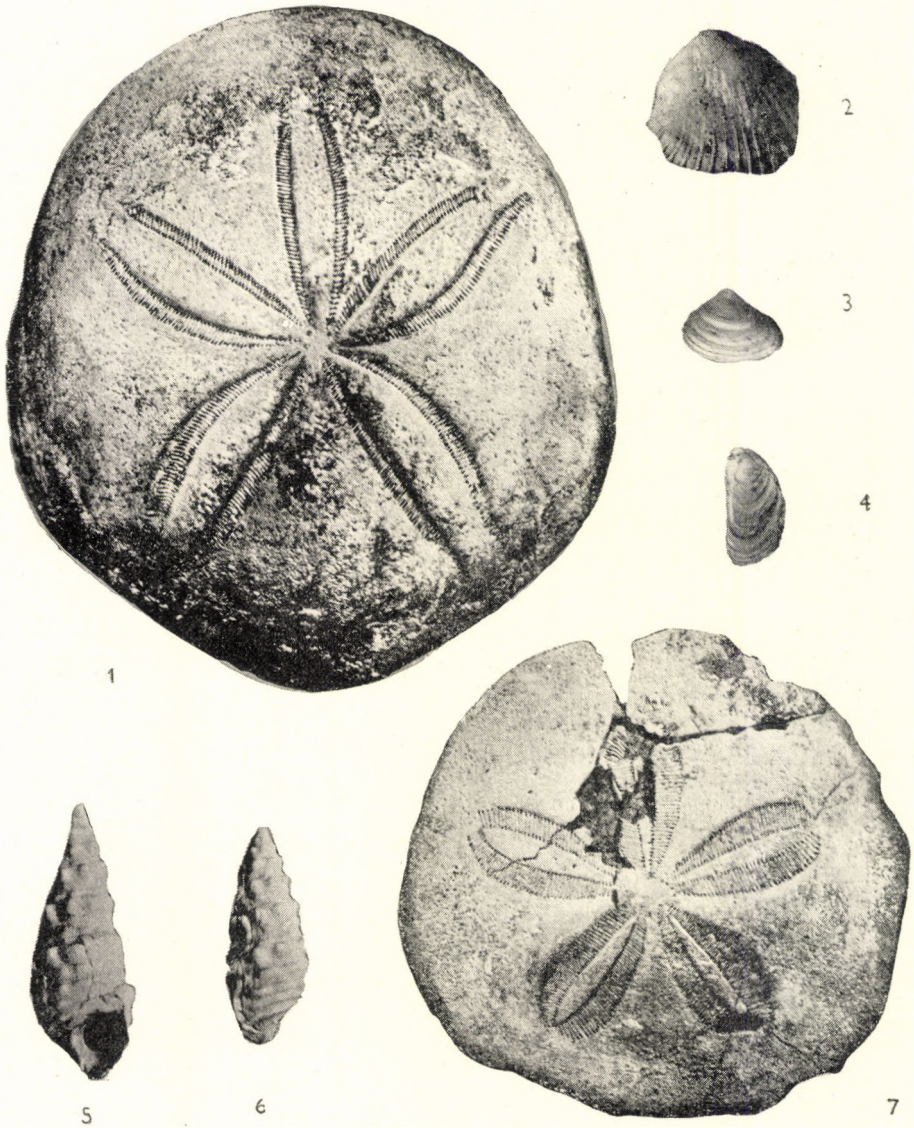
Tortonai emelet: 1. *Triceratium condecorum* Bright (900 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 2. *Coscinodiscus radiatus* Ehr. (töredék, 900 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 3. *Dimerogramma marinum* (Greg.) Ralfs. (900 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 4. *Fragillaria bituminosa* Pant. var. *curta* Pant. (1350 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 5. *Surirella costata* Neup. (900 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 6. *Navicula menilitica* Pant. (1350 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 7. *Amphora hevesensis* Pant. (1350 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 8. *Cocconeis placentula* Ehr. (1350 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 9. *Melosira dickiei* (Twait) Kütz (1350 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 10. *Pinnularia microstauron* (Ehr.) Cleve var. *brebissonii* (Kütz) Hust (1350 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 11. *Melosira granulata* (Ehr.) Ralfs (1350 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 12. *Navicula hungarica* Grun (1350 × nagyít.), Szurdokpüspöki; 13. Candorbulinás márga (50 × nagyít.), Biharnagybajom

1—3-ig tengeri, 4—7-ig csökkentsósvízi és 8—12-ig édesvízi *Diatomea*-alakok



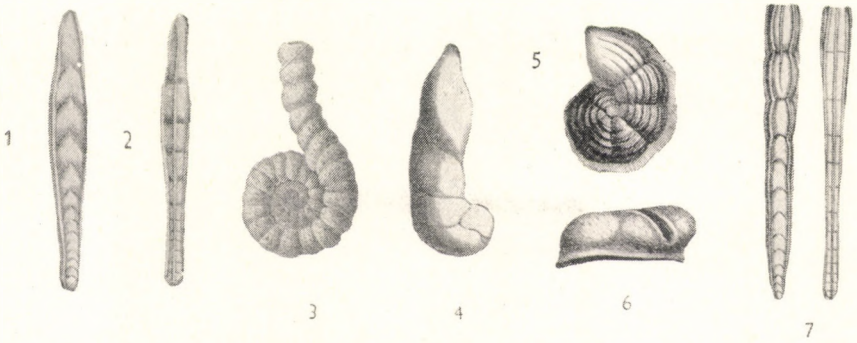
XLVI. tábla

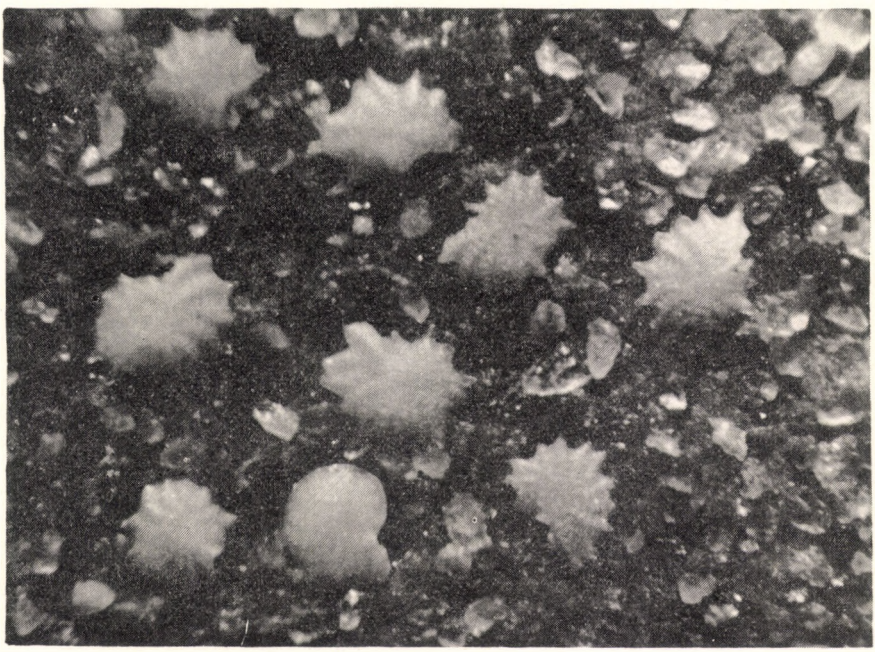
Tortonai emelet: 1. *Pecten latissimus* Br., Hidas; 2. *Cardium hians danubianum* Mayer, Hidas; 3. *Tudicla rusticola* (Bast.), Várpalota; 4. *Glycymeris bimaculatus* Poli, Hidas; 5. *Pereiraia gervaisi* Vez., Herend; 6. *Galeodes cornuta* Agassiz, Várpalota; 7. *Pecten (Flabellipecten) leythajanus* Partsch; 8. *Panopaea menardi* Desh., Hidas



XLVII. tábla

Tortonai—szarmata emelet: 1. *Echinolampas hemisphaericus* Lamk., Nagytétény; 2. *Cardium obsoletum* Eichw.; 3. *Ervilia podolica* Eichw.; 4. *Modiola volhynica* Eichw.; 5. *Potamides pictus* Bast.; 6. *Potamides diminutus* Sow.; 7. *Scutella vindobonensis* Laube, Bia





8

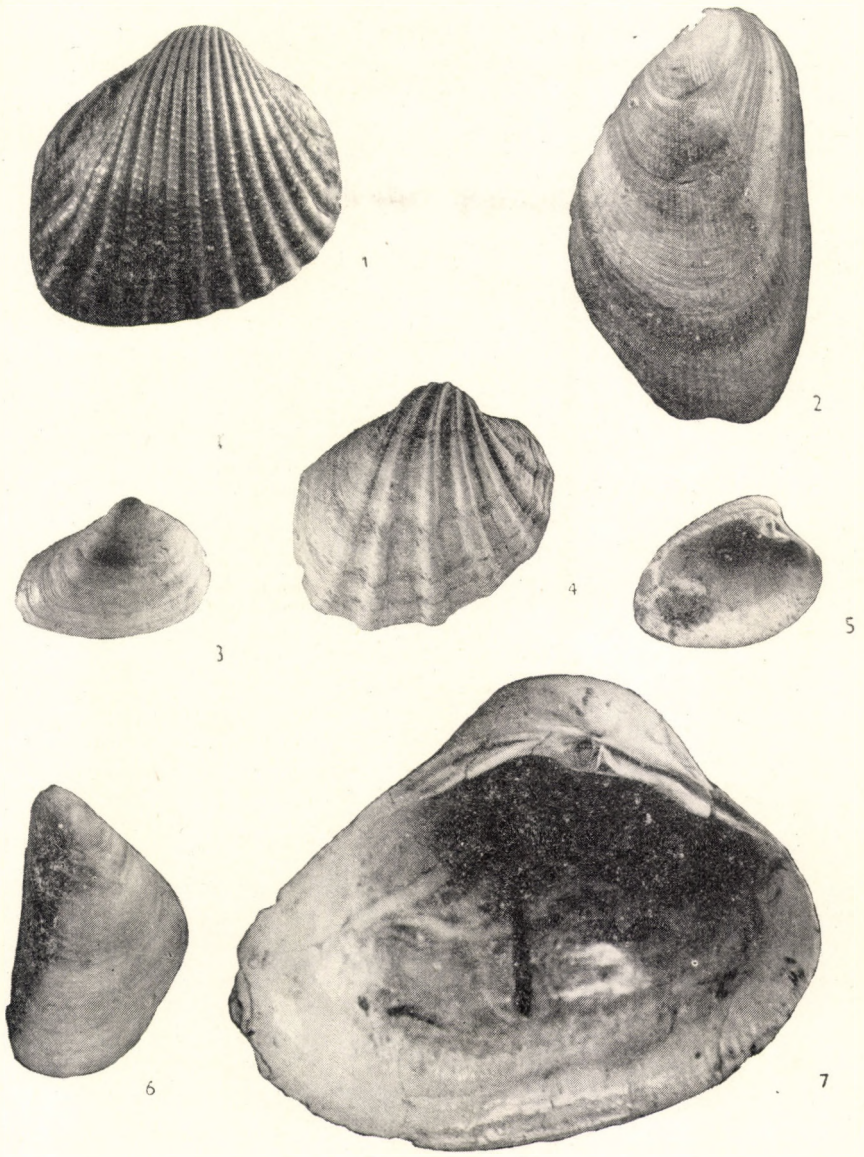
XLVIII. tábla

Szarmata emelet: 1—2. *Amphimorphina hauerina* Neu., Várpalota; 3. *Haplophragmium lituus* Karr., Tinnye; 4. *Marginulina carinata* Neu., Várpalota; 5. *Planularia ariminensis* d'Orb., Komló; 6. *Nubecularia novorossica* Karr., Balatonföldvár; 7. *Nodomorphina compressiuscula* Neu., Várpalota; 8. Elphidiumos szint, Budapest



XLIX. tábla

Szarmata emelet: 1. *Trochus pictus* Eichw.; 2. *Cerithium disjunctum* Sow.; 3. *Cerithium pictum* Defr.; 4. *Murex sublavatus* Bast.; 5. *Cerithium rubiginosum* Eichw.; 6. *Buccinum duplicatum* Sow.; 7. *Trochus podolicus* Dub.



L. tábla

Szarmata emelet: 1. *Cardium obsoletum* Eichw.; 2. *Modiola sarmatica* Gat.; 3. *Ervilia podolica* Eichw.; 4. *Cardium latisulcatum* Münst.; 5. *Tapes gregaria* Partsch; 6. *Modiola volhynica* Eichw.; 7. *Mactra podolica* Eichw.



LI. tábla

Alsó- és felsőpannóniai emelet: 1. *Silicoplacentina majzoni* Kővárv (75 × nagyít.); 2. *Congeria rhomboidea* Hörn.; 3. *Congeria partschi* Czjz.; 4. *Congeria balatonica* Partsch; 5. *Melanopsis cylindrica* Stol.; 6. *Limnocardium hungaricum* Hörn.; 7. *Melanopsis caryota* B.; 8. *Limnocardium lenzi* R. H.; 9. *Limnocardium steindachneri* B.; 10. *Limnocardium abichi* R. H.; 11. *Unio wetzleri* Dunk.

NÉVMUTATÓ

A

Alföldi 297
Ampferer 532
Andreánszky 258, 287, 290, 308, 309
Andrussov 14
Arkell 154
Arthaber 527

B

Báldi 275, 276, 277
Balkay 61, 62, 425, 447, 454, 463, 498
Balogh 44, 46, 47, 48, 60, 62, 63, 107, 108, 309, 356, 366, 367, 372, 373, 411, 471, 472, 473, 474, 475, 476, 477, 478, 488, V. t.
Barabás 40, 41, 52, 53, 56, 57, 58, 59, 158, 164, 166, 167, I. t.
Bárdossy 194, 196, 264, 447
Bárdossy Györgyné 90, 195, 196
Barnabás 192, 264, 318, 321, 332, 375, 512
Bartha 271, 339, 342, 343
Bartkó 208, 218, 235, 288, 292, 300, 308, 487
Belouszov 433
Bendefy 506
Benkő 21
Benkő Ferencné 287
Berkeley 304
Beudant 22, 383
Boda 338, 340, 342
Bodzay 196
Bogdanov 433, 471
Bokor 484
Born 21
Böckh H. 163, 528
Böckh J. 29, 53, 57, 65, 66, 73, 75, 80, 91, 96, 98, 113, 114, 140, 148, 162, 183, 187, 254, 255, 257, 263, 264, 277, 379, 490
Bulla 347, 350, 524

C

Chenevière 302
Cornelius 426, 542
Cotter 304

CS

Csajághy 39
Csalagovics 397
Csécsi 28
Cseszkó 394
Csiba 21
Csiky 318, 352, 375, 416, 499
Csomor 505

D

Dank 44, 49, 81, 264, 443
Danzwith Anna 140, 143
Deák Margit 57, 109, 153, 161, 164, 170
Deecke 160
Deflandre 184
Douvillé 161
Drubina Magda 119, VII. t.
Dubay 168, 318, 328, 329, 331, 333, 411, 419, 420, 497
Dudich, ifj. 207, 208
Dzsida J. 487

E

Edwards 257
Egyed 506, 547
Erdélyi 389, 395
Esmark 21

F

Ferenczi 214, 215, 235, 254, 255
Földvári 34, 39, 44, 45, 48, 49, 227, 274, 355, 361, 374, 382, 436, 437, 443, 450, 483, 493, 532, 547
Földváriné Vogl Mária 39, 95
Frech 76, 87
Fridvalszky 21

Frits 489
Fuchs 241
Fusán 364
Fülöp 127, 128, 129, 167, 169, 170, 171, 172, 174, 176, 177, 180, 184, 367

G

Gaál 29, 215, 237, 241, 242, 275, 286, 342
Gárdonyi 506
Géczy 113
Gignoux 237
Gilbert 391
Góczán 93, 140, 166, 168
Grassely 84
Greguss 140, 153, 166, 176, 258, 290, 292

GY

Gyovai 380

H

Hain 433, 471
Hajós Márta 140, 249, 302, 304, 406
Halaváts 277, 499
Hantken 28, 29, 80, 87, 113, 127, 129, 138, 157, 162, 165, 166, 167, 169, 170, 171, 175, 176, 192, 199, 208, 214, 215, 216, 222, 224, 228, 231, 233, 243, 257, 258, 259
Haraszty 251, 263
Hauer 23, 157, 162, 165, 169
Haug 214, 237
Heer 53, 58
Hegedüs 488
Heritsch 34
Herrmann Margit 289, 311, 380
Hoffer 413, 414
Hofmann 29, 33, 91, 104, 113, 129, 140, 144, 147, 169, 170, 171, 180, 208, 214, 215, 249, 368, 370, 379, 380, 383, 384, 385, 433, 436, 457, 459
Holmes 39
Horusitzky F. 29, 91, 95, 222, 224, 233, 237, 274, 275, 276, 277, 284, 300, 301, 306, 307, 309, 310, 311, 374, 445, 457, 458, 459
Hörnes 340
Hummel 86

I

Imreh 40, 102
Inkey 34

J

Jablonszky 293
Jakucs 92
Jámbor 44, 48, 49
Jantsky 34, 36, 37, 38, 40, 52, 218, 363, 364, 374, 438, 439, 441, 452
Jaskó 158, 167, 168, 235, 413
Jávorka 22
Jugovics 35, 38, 383, 408, 409
Juhász 50

K

Kádár 347
Kamenicky 364
Kántás 360, 498, 505
Kaszanitzky 39, 217
Kaszap 154
Katona 28
Kerekes 347
Kertai 318, 335, 376, 493, 497, 499, 503, 505, 522, 539
Kettner 14
Kéz 347
Kilényi 102
Kirchmayer 86
Kiss J. 39, 45, 55, 58, 59, 70, 361, 372, 373, 375, 376, 406, 420, 422, 437, 442, 510
Kiss Z. 505
Kisvarsányi 372
Kitaibel 21, 22
Klaproth 22
Klüpfel 526
Kober 34, 433, 527, 529, 534, 545, 546
Koch A. 28, 29, 157, 165, 166, 205, 226, 374, 377, 390, 391
Koch N. 136, 177
Koch S. 394
Kocsis 210
Kókay 257, 259, 261, 262, 264, 266, 267, 309, 331, 341, 382, 447, 482,
Kolosváry 45, 53, 176, 253
Komjáti 373
Kopek 165, 167, 368, 369, 447
Korim 338, 341
Kovács 114, 260
Kovács Éva 198, 412
Kőrössy 318, 326, 328, 330, 333, 334, 352, 353, 360, 416, 418, 496, 499, 500, 503, 545
Kőváry 337
Kraus 39, 58, 433, 528, 532
Kretzoi 232, 341, 343, 344, 345, 346, 350, 351, 470, XVII. t.
Kristan 87
Kriván 347, 348, 351, 524
Krutzsch 208, 222
Kulcsár 129
Kutassy 81, 91, 92
Kühn 187

L

Laczkó 65, 68, 75, 77, 78, 88
Láda 297
Láng G. 61, 62
Láng S. 374, 522
Laubach 53

Lédeczi Erzsébet 43
Legányi 289
Lengyel 390, 391, 392, 393, 414
Liffa 413
Lóczy, id. 16, 19, 28, 29, 37, 38, 49, 50, 51, 60, 65, 66, 68, 69, 71, 72, 73, 76, 88, 158, 162, 165, 166, 167, 211, 256, 257, 258, 264, 360, 375, 379, 383, 384, 385, 386, 389, 423, 424, 437, 438, 441, 445, 446, 482, 492, 493, 516, 522, 527, 528, 533, 534, 545, 546
Lóczy, ifj. 104, 114, 152, 153, 154, 185, 444, 445, 446, 447, 470, 471, 491
Lotsch 208, 222
Lőrenthey 277, 282
Lőrinczi 407
Lyell 241

M

Majoros 50
Majzon 47, 63, 87, 170, 184, 185, 208, 209, 214, 215, 221, 222, 223, 224, 225, 231, 232, 233, 318, 319, 320, 322, 323, 325, 326, 327, 329, 334, 352, 354, 356, 358, 360, 377, 416, 487, 499, 513, XVI. t.
Mauritz 39, 84, 205, 368, 371, 374, 375, 379, 383, 401, 402, 407, 414, 420, 421, 464
Meisel Jánosné 210
Mészáros 439, 454, 455, 482
Meznerics Ilona 234, 242, 251, 274, 275, 286, 288, 289, 297, 300, 314, 325, XIV. t.
Miháltz 347, 348, 524
Miháltz Istvánné 347
Mohr 34, 436
Mojsisovics 492, 528, 533
Moldvai 347
Molnár 325
Mrazec 545
Muratov 471

N

Nagy E. 96, 462
Nagy I. Z. 140
Nagy K. 195
Nagy Lászlóné 381
Noszky, id. 29, 208, 209, 215, 233, 234, 235, 241, 242, 274, 275, 286, 287, 293, 297, 298, 300, 301, 306, 307, 310, 374, 378, 395, 400, 401, 402, 405, 485, 486, 487, 513
Noszky, ifj. 43, 76, 80, 96, 103, 114, 115, 116, 117, 119, 121, 124, 153, 158, 159, 160, 161, 162, 163, 166, 167, 180, 186, 250, 253, 370, 380, 436, 445, 446, 447, VII. t.

O

Oberhauser 87
Oncescu 14
Oppenheim 166
Oravecz II. t.
Ottlik 164, 447

P

Pálfalvy 164, 249, 258, 287
Pálfy 413
Palik Piroska 312
Pantó 44, 46, 49, 109, 182, 184, 325, 366, 367, 369, 371, 373, 377, 393, 404, 415, 443, 475, 476, 477, 488
Papp A. 341
Papp F. 39, 421
Papp K. 28, 166
Pávai Vajna 29, 445, 447, 484, 485, 501, 528
Pávay 207
Pécsi 274, 347, 524
Pejve 433
Peters 34, 58, 96, 140, 149, 251
Petkovic 529, 547
Pia 101
Plöchinger 122
Pojják 420
Pompeckj 492, 543
Prinz 29, 113, 492, 527, 546

Q

Quervain 423

R

Rakusz 47, 61, 104
Rásky Klára 196, 287, 293, 295
Rédey 506
Reich 414
Reichert 39
Réthly 505, 506
Rónay 28, 347
Roth 39
Rouville 237
Rozlozsnik 162, 165, 166, 167, 199, 209, 229, 374, 377, 380, 404, 416, 471, 543, 544, 545, 546
Rüst 107

S

Satszkij 433
Schafarzik 28, 49, 89, 227, 363, 374, 375, 395, 397, 457
Scheffer 360, 443, 496, 498, 505,
Scherf 413, 414, 501
Schmidt E. R. 20, 29, 318, 372, 419, 427, 444, 445, 449, 450, 454, 469, 475, 501, 502, 505, 524, 525
Schréter 43, 44, 46, 48, 60, 61, 62, 63, 91, 105, 107, 187, 210, 242, 266, 267, 274, 275, 286, 288, 300, 301, 304, 306, 308,

312, 331, 332, 342, 404, 411, 412, 413, 416, 420, 443, 471
Schuchert 525
Schwáb Mária 140
Semsey 16
Seneš 314, XIV. t.
Sherlock 59
Sidó Mária 61, 149, 171, 180, 185, VII. t,
Simoncsics 53, 296
Solms 53
Sólyom 170, 195, 451
Somogyi 170, 171, 172, 175, 177
Staub 249, 528, 545
Stegena 505
Stille 423, 425, 426, 433, 436, 443, 471, 495, 525, 532, 545
Strausz 29, 104, 185, 249, 251, 264, 318, 331, 332, 333, 337, 338, 340, 342, 345, 388, 489, 490, 491, 494, 513
Stur 102, 412
Suess 39, 340, 360, 527
Sümeghy 29, 231, 255, 273, 318, 335, 337, 338, 341, 342, 345, 346, 347, 350, 501, 505, 524

Sz

Szabó J. 28, 29, 157, 205, 350, 374, 390
Szabó P. 104, 152
Szádeczky Gy. 28, 413
Szádeczky-Kardoss 39, 40, 166, 197, 198, 228, 243, 247, 249, 274, 283, 318, 328, 342, 344, 363, 366, 367, 369, 370, 371, 376, 381, 389, 390, 393, 401, 402, 403, 405, 414, 419, 421, 423, 426, 523
Szalai 38, 227, 284, 375, 377, 445, 458, 510
Szalánczy 332
Szebényi 436
Szederkényi 40
Székyné Fux Vilma 328, 368, 370, 371, 373, 375, 376, 413, 414, 418
Szentes 33, 69, 76, 235, 310, 311, 335, 436, 444, 486, 487, 513
Szlávin 529
Szörényi 183, 207
Szőts 192, 193, 194, 197, 200, 203, 204, 205, 207, 208, 209, 214, 216, 225, 237, 375, 483
Sztrókay 182, 183, 207, 368, 369
Szurovy 318, 340, 504

T

Taeger 81, 117, 127, 158, 161, 169, 170, 273, 449
Tasnádi Kubacska 290
Tausch 165
Telegdi-Roth K. 29, 114, 117, 125, 126, 127, 158, 160, 260, 264, 287, 293, 321, 444, 445, 446, 471, 474, 487
Teleki 439, 445
Tiles 231, 232
Till 114, 154
Tokody 380
Tolnay 421
Tomcsányi 22
Tomor 318, 328, 352, 503, 539
Townson 22
Tuzson 53, 257

U

Uhlig 423, 527, 545

V

Vadász 91, 93, 114, 127, I. t., VI. t., VIII. t., X. t., .XI. t., XII. t., XIII. t.
Vajk 360, 498
Varju 195, 218, 222
Varrók 368, 369
Vecsernyés 447
Végh 249, 250
Végh Sándorné 83, 84, 87, 458, II. t., III. t.
Vendel 32, 33, 242, 243, 244, 245, 246, 247, 258, 382, 436, 481
Vendl 34, 41, 207, 222, 374, 390, 407, 411, 420, 437, 439, 440, 457
Vértes 347
Vigh Gy. 81, 83, 86, 87, 91, 92, 114, 129, 134, 136, 138, 161, 282, 333, 340, 374, 392, 417, 468
Vitális I. 210, 227, 245, 246, 247, 342, 374, 383, 388, 389, 490, 545
Vitális S. 208, 221, 227, 275, 297, 300, 304
Vogl 214, 215
Völgyi 329, 333, 338, 341, 499

W

Wein 102, 103, 143, 145, 235, 465, 490
Wenz 346
Werner 21
Winkler 34
Winkler-Hermaden 14, 245, 246, 389, 425, 426, 522, 524, 539, 542

Y

Yen 166

Z

Zalányi 170, 337, 341, 347
Zelenka 378, 391, 395
Zepharovich 383
Zipser 21, 22
Zittel 149, 200
Zolnai 447
Zoubek 436

ZS

Zsigmondy 204, 320

TÁRGYMUTATÓ

A, Á

aaléni emelet 118, 124, 133, 145, 147, 509, VII. t., VIII. t.
ablak 474
abrázió 441
acanthicumos mészkő 149, VIII. t.
acanthicumos rétegek 126
Acanthoceras 158
Acanthodiscus 172
Acanthodiscus euthymi 171
Acer 308, 412
Aceratherium 290, 295
Acrilla 160
Acrodelphis biodontus 244
Acrodus minimus 102
Actaeonella 160
Actaeonella gigantea 187
Actaeonella renauxiana 187
Actinocyclina patellaris 209, XXXVII. t.
Actinocyclina radians XXXVIII. t.
Aegoceras 116, 138
Agathis 161
agglutinált alakokat tartalmazó szint XL. t.
Aggteleki karszt 109, 478
Agria blumenbachi 161, 185, 187
aktinolit 37
akvitáni emelet 214, 232, 235, 236, 241, 242, 248, 266, 274, 275, 286, 287, 288, 325, 488, 509, 518, 528, XIV. t., XV. t.
alááramlás 532
alaphegység 20, 32, 190, 433, 434, 440, 444, 446, 454, 458, 459, 461, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 471, 475, 476, 477, 480, 482, 484, 485, 489, 490, 491, 497, 501, 502, 503, 507, 508, 511, 514, 520, 534, 537, 539, 540, 542
alátolódás 479, 528
albai emelet 161, 162, 163, 169, 170, 179, 184, 185, 358, 360, 509, X. t.
Alectryonia 162
Alectryonia macroptera 180
Alectryonia mecsekensis 180
Alectryonia montis caprilis 92, IV. t.
Alectryonia rectangularis 177
alépítmény 433, 436, 443, 528, 529, 532, 533, 535, 539
Aljutovella 47
alkálitrachit 420, 421
állandó párkány 541
álló redő 437, 443, 459, 462, 486
álló réteg 539
Allorisma elegans VI. t.
alluvium 473, 478
Alpidák 432, 436, 478, 492, 541
alpi-dinári határkérdés 529
alpi geoszinklinális 525, 545
alpi jelleg 495
alpi jellegű hegységképző mozgás 432, 437 482, 491, 495, 528, 532, 534, 540
alpi jellegű szerkezet 432, 433, 436, 437, 528, 536, 545, 546
alpi kagylósmészkő 69, 70, 71, 75
alpi-kárpáti hegységvonulat 19
alpi kifejlődés 511, 535, 542
alpi kristályos tömeg 497
alpi orogén 470, 494, 526, 527, 537, 545
alpi orogén központi öve 436
alpi orogén szakasz 524, 525, 526
alpi takaró 478
alp-kárpáti hegységkeret 524, 527, 528, 541
alp-kárpáti hegységképződés 478, 541
Alpok 19, 492, 498, 508, 509, 510, 511,524
alsó keletalpi takaró 436
Alsophylina 172
alsó riolittufa 401, 402, 403, 410, 418, 419, 420, 474
alsó szerkezet 433
altaida tömeg 518
alveolinás mészkő 201, 202, 203, 205, 319, XI. t.
Amauropsis crassitesta 76
Amauropsis hantkeni 76, XVIII. t.
amfibolandezit 209, 250, 319, 374, 375, 376, 377, 378, 379, 380, 381, 382, 390, 391, 394, 401, 423, 426, XI. t., XV. t.
amfibolandezittufa 205, 207, 209, 277, 319, 320, 375, 376, 390, XI. t.

amfibolit 40, 443
Ammonites 68, 71, 73, 92, 101, 108, 113, 127, 128, 129, 131, 133, 138, 139, 143, 144, 145, 149, 153, 154, 159, 162, 170, 175, 180, 184, 357, 369, 510, X. t.
Amphiclina squamula 72, 74
Amphiclinodonta suessi 92
Amphimorphina hauerina XLVIII. t.
Amphistegina 310
amphisteginás mészkő 329
Amphora hevesensis XLV. t.
Amplexus 47, 48
Amplocypris 337, 341
Ampullina patulina 199
Ampullina perusta 200, XXXV. t.
Amussium XIV. t.
Amussium cristatum XLIII. t.
Anatina praecursor 79
Ancilla glandiformis 277
andezit 283, 284, 300, 306, 307, 308, 310, 362, 378, 390, 401, 402, 403, 406, 410, 411, 412, 413, 414, 416, 420, 424, 425, 426, XIV. t.
andezittufa 224, 283, 302, 304, 309, 311, 328, 355, 374, 375, 377, 380, 397, 404, 406, 412, 413, 416, 417, 421, 422, XV., XVII. t.
Andromachia noszkyi 253
Aneimia 161
Angularia hungarica 93
Angustella angusta 74, 110
anhidrit 112, V. t., VI. t.
anizusi emelet 69, 70, 98, 101, 104, 105, 107, 110, 154, 248, 361, 367, 372, 422, 446, 461, 462, 468, 472, 473, 476, 477, 478, 509, 543, V. t., VI. t.
Anodonta 264
Anodontophora 81
Anodontophora fassaensis 67, 105
Anodontophora lettica 101
Anodontophora pappi 74
Anodontophora recta 101, VI. t.
Anodontophora torreana XV. t.
Anolcites stürzenbaumi 72
Anomia 235, 275, 277, 295
Anomia ephippium XLIII. t.
Anomia gregaria 198, 199, 200, XXXV. t.
Anomia mortilleti 142
Anoptychia cf. *villata* 81
Anthracoporella 48
Anthracotherium 232
Anthracotherium magnum 232
Anthracotherium magnum valdense 231, XII. t.
Anthracotherium valdense var. *szápárensis* 232
antiklinális 439, 459, 462, 489, 528
antrakolithikum 509
antverpeni emelet 343
Anuncus arvernensis 345
aplit 36, 40, 437, 438, 439, 441, 468
apti emelet 159, 160, 161, 164, 168, 169, 170, 177, 179, 181, 185, 186, 188, 358, 360, 370, 447, 448, 452, 453, 469, 509, 512, 535, 536, X. t.
Aptychus 138, 149, 172, 185, 186
Aralokaspi medence 342
Araucaria 161
Araucarioxylon 176
Araucarites 53
Araucarites schrollianus 53
Arca 288
Arca clathrata XLIII. t.
Arca diluvii 226
Arca pseudopethensis XXXVII. t.
Arca vértesensis XXXVI. t
Arcestes 93
Arcestes cf. *tacitus* 92
Arcestes decipiens 92
Arcestes tomostomus 92
archaikum 44
Archiacia 160
Arcomya 81
Arieticeras algovianum 133
Arietites 116, 131, 138
Arietites bucklandi 142
árkos süllyedék 442, 488, 545
árkos vonulat 526
Arnioceras cf. *cordieri* 115
Arnioceras hartmanni 142
Arnioceras semicostatus 142
Arnioceras semilaevis 115
árok 449, 453,
Arpadites arpadis XIII. t.
Arpadites (Dittmarites) hofmanni XVI. t.
Arpadites szabói XII. t.
Arpadites toldyi 72
artinszki emelet 63
Aspidoceras acanthicum 125, XXIX. t.
Aspidoceras antiquum XXVIII. t.
Aspidoceras avellanum 136
Aspidoceras binodum 149
Aspidoceras cyclotum 125
Aspidoceras guerinianum XXXI. t.
Aspidoceras herbichi XXIX. t.
Aspidoceras lábatlanensis XXIX. t.
Aspidoceras rollieri XXVII. t.
Aspidoceras zignodianum 134
Assilina spira 202, XI. t.
Astarte bükkiana 47
Astarte chartroni 142
Astarte heberti 142
Astarte subtetragona 142
Asteroceras stellaris 144
Asterocyclina stellata XXXVII. t.
Astieria 175
Astieria astierianum 172
Astieria sayni 172
asszimiláció 438
asszinti aljzat 443, 524, 532
asszinti hegységképződés 436
asszinti szerkezeti főirány 506
aszti emelet 345, XVII. t.
aszturiai gyűrődés 34

aszturiai szakasz 39, 438, 439, 532, 533
átalakult képződmények 434, 439, 440, 452, 530, 531, 532
átbuktatás 459, 479
átbuktatott pikkely 474
átbuktatott redő 461, 466, 471, 474, 475, 480
atektonikus alakulat 500, 539
átkristályosodás 437
atlanti vulkánosság 464, 529, 535
Atractites böckhi 72
attikai mozgás 246, 342, 344, 389, 447, 461, 466, 481, 487, 490, 492, 502, 526, 538, 539, 541, 542, 543
áttolódás 446, 478, 507, 529
auerniggi rétegek 354
Aulacothyris angusta 104
Aulacothyris surina 110
Aulacothyris zugmayeri 110
Auricula balatonica 166
Ausseites italicum 117
ausztriai mozgás 164, 167
ausztriai szakasz 169, 187, 371, 424, 443, 447, 448, 453, 456, 464, 465, 466, 469, 471, 474, 476, 477, 478, 480, 490, 503, 509, 512, 535, 536, 540, 544
autochtonia 436, 527
autuni emelet 59, I. t.
Avicula 81, 116, 355
Avicula capellinii 142
Avicula contorta 79, IV. t.
Avicula echidniformis 48
Avicula falcata XX. t.
Avicula hallensis 96
Avicula pannonica 142
Avicula stoppanii 76, 96
Aviculopecten 47, 63
Aviculopecten (Acanthopecten) aff. *elegantulus* 47

B

Baculites 163
Baculites neocomiensis 158, 159, 172
bádeni agyag 243
Baieria 58
Baieria digitata 53
Baieria münsteriana f. *salfeldi* 140
Baieria taeniata 140
Bairdia 63
Bairdia pirus 101
bajóci emelet 124, 134, 147, 148, 464, 509, VII. t., VIII. t.
Bajor takaró 80
bakonyi sorozat 445, 448, 452
Balanocidaris rhyzacantha 183, 184
Balanus 261, 277, 278, 280, 288
balatoni sorozat 445, 448, 452
Balatonites balatonicus 69, 71, X. t.
Balatonites stenodiscus frechi X. t.
barrémi emelet 159, 160, 162, 164, 165, 168, 169, 170; 174, 176, 177, 179, 180, 185, 186, 188, 368, 370, 446, 447, 448, 452, 453, 464, 465, 509, 512, 535
Barremites (Barremites) difficilis XXXII.t.
barstowi emelet XVII. t.
bartoni emelet 205, 206, 207, 208, 209, 216, 321, XI. t., XVI. t.
bath emelet 114, 124, 126, 134, 148, 152, 153, 357, 464, 470, 491, 509, 510, VII. t., VIII. t.
Bathrospira 161
batiális képződmény 511
batolit 38, 437
bauxit 159, 160, 164, 165, 167, 168, 169, 180, 185, 186, 187, 188, 193, 194, 196, 197, 201, 216, 446, 447, 448, 450, 451, 469, 512, 513, 536, X. t., XI. t.
bauxitképződés 465
Bayania melaniaeformis 200, XXXVI. t.
bazalt 378, 382, 384, 386, 389, 408, 409, 422, 424, 446, 447, 487
bazalttufa 385, 417, 422
Belemnites 145, 153, 154, 175, 184
Belemnites ensifer 171
Bellerophon 45, 62, 63, VI. t.
Belsőalpi Bécsi medence 242, 248, 256
Belsőalpi medence 32
belsőkárpáti medencék 529
belsőkárpáti vulkáni öv 492
belső süllyedék 529
belsővarisztid öv 436, 438, 439
beltenger 501, 518, 521, 523
Bennettitinae 161
bentonit 235, 244, 249, 262, 263, 264, 266, 284, 293, 309, 325, 332, 378, 380, 382, 395, 413, 415, 416, 417, 489, 520, XII. t., XV. t.
berriázi alemelet 129, 158, 171, 172, 177, 367, 368, 369, 370, 454, 512, X. t.
besszarábiai alemelet 341, 342, 343, 521., XVII. t.
Betula 296
Betuloxylon 263
Beyrichites beneckei X. t.
Beyrichites lóczyi 72
Beyrichites verae XIV. t.
Bicornucopina petersi 180
bihari geoszinklinális 545
bihari kifejlődés 503, 543, 544
bionomia 522
biotitandezit 390
Bithynia 228, 243
Bithynia carbonaria 199, XXXV. t.
blancoi szint XVII. t.
Bolivina 144
boltozat 437, 442, 448, 459, 463, 474, 488, 490, 493, 494, 495, 505, 541
boltozatmag 439
boltozódás 439, 459
Borelis melo 283
bosztonit 39, 102, 140, 441
brachiantiklinális 464, 495, 497, 500

Brachiopoda 53, 60, 61, 63, 74, 78, 115, 129, 134, 159, 369
brachiopodás—krinoideás mészkő 126, 127
brachiopodás mészkő 137
Brachyodontes corrugatus 199, 200, XXXVI. t.
Brachyphyllum 161
Brachypotherium 302, 309
bradfordi emelet 153, 509
Bradyina 61
Brairdia baconica 72
bretoni szakasz 33, 436, 438
Brissopsis ottnangensis 243, XLII. t.
Brotia escheri 262
Brotia hantkeni 203, 204
Bryozoa 47, 176, 207, 244, 310, 329
bryozoás márga 205, 207, 208, 210, 214, 215, 216, 222, 224, 225, 237, 321, 322, 323, 456, XI. t., XVI. t.
bryozoás mészkő 49
Bucania aff. *moravica* 47
Buccinum duplicatum XLIX. t.
buchensteini rétegek 71, 446, VI. t.
budai egység 457
budai márga 207, 208, 209, 214, 215, 216, 218, 222, 224, 225, 237, 319, 320, 323, 456, 457, XI. t., XVI. t.
Bulimus munieri 166
Bulimus vadászi 248
burdigalai emelet 234, 241, 275, 276, 277, 278, 281, 283, 287, 288, 289, 325, 329, 343, 358, 366, 392, 474, 476, 479, 500, 509, 518, 519, XIV. t., XV. t.
buried hills 493, 505, 541

C

Cadomites 124
Cadomites bayleanum 124, 148
cáki konglomerátum 435
Calamites, 50
Calliphylloceras alontinum 133
Calliphylloceras capitanei 117, 133, XXI. t.
Calliphylloceras disputabile 134
Calliphylloceras emeryi 133
Calliphylloceras nilssoni medio-jurassica XXIII. t.
Calliphylloceras semseyi 117, 133
Calliphylloceras tatricum XXII. t.
Calpionella 149, 357
Calpionella alpina 125, 136, 149
Calpionella elliptica 125, 136, 149, 171, 184, 370
calpionellás mészkő 356
Calpionellopsis simplex 129, 180
Calpionellopsis thalmanni 180
Camarophoria purdoni IV. t.
Camarophoria sancti-spiritus var. *septemplicata* 47
Campanile 202
Campanile urkutense 200
Camptonectes 144
Camptonectes lens 148
Campylostylus héberti 166
Candorbulina 497, 498
candorbulinás márga XLV. t.
Caninia pannonica 48
Cantharus brongniarti 199, 200, XXXVI. t.
Capulus 47
Cardinia 102, 115, 140, 143, 144, VI. t.
Cardinia concinna 142
Cardinia hofmanni 102
Cardinia infera 142
Cardinia listeri 142
Cardita 295, 297
Cardita austriaca 79, VI. t.
Cardita crassa XLII. t.
Cardium 187, 218, 288, 297, 304
Cardium cingulatum 227, 229
Cardium cymotomon 180
Cardium hians 277
Cardium hians danubianum XLVI. t.
Cardium latisulcatum L. t.
Cardium lipoldi 208
Cardium obsoletum 245, 332, 334, XLVII. t., L. t.
Cardium phillippianum 142
Cardium plicatum 245
Carnites floridus 74
Carpinoxylon 290
Carpinus 308
Carpolithes eiselianus 53
Carpolithes foveolatus 53
Carpolithes geinitzi 53
Carpolithes hunnisus 53
Carpolithes klockeanus 53
Carpolithes libocedroides 53
Cassia 211
Cassidulina vitálisi XL. t.
Catopygus 162
Catopygus nasutus 161
Catulloceras dumortieri XXII. t.
Cellepora 280
Cellepora globularia 244
Celtites epolensis 72
Cenellipsis multiplex 107
Cenoceras subtrinautus 117
Cenoceras tricarinatus 117
cenomán emelet 161, 162, 163, 168, 169, 170, 184, 185, 188, 448, 452, 543, X. t.
centralida 546
Cephalopoda 93
Ceratites binodosus 99
Ceratites (Paraceratites) angusto-umbilicatus 72
Ceratites (Paraceratites) hungaricus 72
Ceratites (Popinites) felsőőrsensis XII. t.
Ceratites trinodosus 71, VI. t.
Cerithium 160, 218, 226, 235, 246, 253, 256, 310
Cerithium bidentatum 262
Cerithium (Bittium) balatonicum 166

Cerithium disjunctum XLIX. t.
Cerithium hofmanni 200
Cerithium mitralis 262
cerithiumos mészkő 242, 284, 306, 307, 334., XV., XVII. t.
Cerithium pictum XLIX. t.
Cerithium rubiginosum 245, 309, XLIX. t.
Cerithium subcorvinum 200, XXXVII. t.
Ceromya infraliasica 142
Cervulina 290
Cervus 285
Chama 180
Chara 196, 197, 198, 211, 232, 243
charmouthi emelet VIII. t.
Cheilostoma hungarica 71
Cheirolepis 140
Chemnitzia 144
Chenopus speciosus XLII. t.
Chique (Clausinella) scalaris XLII. t.
Chlamys 144, 205, 297
Chlamys biarritzensis XXXVIII. t.
Chlamys crestensis 275
Chlamys multistriata XLIII. t.
Chlamys opercularis XLII. t.
Chlathropteris meniscoides 140
Choffatia leptoides XXV. t.
Choffatia villanoides XXVI. t.
Chondrites 74, 172
Chondrites cf. *furcillatus* XXXI. t.
Chrysophrys 341
Cibicides dutemplei 227
Cidaris 144, 175, 207, 369
Cidaris alata 107
Cidaris cherenensis 184
Circophyllia annulata XXXIX. t.
Cirsocerithium 161
Cladiscites neortus 92
clarendoni emelet XVII. t.
Clathopteris reticulata 101
Clausilia 308
Clavatula asperulata XLIII. t.
Clavilithes noae 200, XXXV. t.
Clavulina szabói 214, 222, 224
Clavulinoides XVI. t.
Clavulinoides szabói 205, 206, 207, 224, 225, 229, 319, 327, XVI. t. XL. t.
Climacammina 46, 61, 63, 354
Clionites pseudonodosus 92
Clupea longimana 302
Clypeaster 207, 244
Clypeaster biarritzensis 207
Coccolithophora 183
Coccolithophorida 369
Cocconeis placentula XLV. t.
Codokia leonina XLIII. t.
Coeloceras italicum 117
Coeloceras mortilleti 117
Coelostylina 108, 143
Coelostylina choffati 142
Coelostylina liasina 142
Coelostylina nana 142
Coenothyris 101
Coenothyris vulgaris 71, 99, 104, VI. t.
Collyrites verneuili 125
Compositae 153
Conchodus 80, 87, III. t.
Conchodus hungaricus 76
Congeria 270, 271, 285, 310, 311, 354
Congeria balatonica 270, 311, 338, 339, 388, XV. t., XVII. t., LI. t.
Congeria banatica 255, 256, 337, 338
Congeria böckhi 243, 248, 249, 264
Congeria brardii 226, 228, 295
Congeria clavaeformis 295
Congeria czjzeki 247, 255, 270
Congeria hoernesi 247
Congeria mártonffyi 338
Congeria ornithopsis 255, 337, 338, XVII. t.
Congeria partschi 247, 255, 285, 311., XV., LI. t.
Congeria rhomboidea 256, 285, 338, 490, XV. t., XVII. t., LI. t.
Congeria subglobosa 270, 338
Congeria triangularis 271, 285, 338, 388, XV. t., XVII. t.
Congeria ungula caprae 270, 338, 339, 343, XV. t., XVII. t.
Congeria vutskitsi 338
Congeria zsigmondyi 338, XVII. t.
Conoclypeus 207
Conoclypeus conoideus 202, XXXVII. t.
Corbicula ajkaensis 166
Corbis major 202
Corbula 304
Corbula gibba 297
Cornucardia hornigi 74, VI. t., XV. t.
Cornuspira 144
Coroniceras rotiformis 142
Corrosina pupoides 325
Coscinodiscus radiatus XLV. t.
Cosmoceras dubium 148
Coxliellina berriasiensis 171
Crania irregularis 180
Crassatella 160
Crassatella moravica XLII. t.
Crassatella subtumida 202
Crassostrea crassissima 277
Crassostrea gingensis 277
Creusia 253
Crioceras 158, 176
Crioceras duvalia 158, 159, 172
Cristellaria 87
Cruratula 92
Cruratula carinthiaca 74
Cruratula hantkeni 76, XVIII. t.
Cryptaenia expansa 142
Cryptaenia rotellaeformis 142
Ctenostreon pseudoproboscidea 180
Cuneocorbula incerta 166
Cupressinoxylon 263
Cyathocrinites ramosus 61
Cycas 161
Cycloceras bipunctatum 133
Cyclolites 158, 187

Cyclolites macrostoma XXXIV. t.
Cyclostoma 308
Cylichna convuluta XLIII. t.
Cyperitis tertiarius 243
Cypricardia 99
Cypricardia escheri 99
Cyprina rotundata 226, 227, 229
Cypris 357
Cyrena XII. t.
Cyrena baconica 166
cyrenás agyag 235
Cyrena semistriata 226, 227, 228, XLI. t.
Cyrtina suessi 110
Cytherea 230
Cytherella 63
Cytheridea 63
Cytheridea acuminata 304
Cytheridea lóczyi 72
Cytheridea vadászi 72
Czwithyris plano-convexa V. t.

CS

csigás oolit 66, 67, VI. t.
csillámpala 32, 443, 461, 543
csukmai pikkely 469, 470

D

dachsteini mészkő 73, 76, 77, 78, 80, 81, 82, 84, 86, 87, 88, 89, 92, 95, 96, 114, 126,127, 129, 136, 137, 169, 170, 195, 196, 204, 208, 217, 218, 228, 229, 355, 361, 445, 448, 452, 456, 457, 459, 535, 544, II. t., IV. t., VI. t.
dáciai alemelet 342, 345, 346, 388, 389, XVII. t.
dácit 378, 382, 391, 403, 419, 420, 425, 426
dácittufa 395, 417, 419, 420, 421
Dacrydium 161
Dactylioceras 123, 145
Dadocrinus gracilis 71, VI. t.
Dadoxylon 53
Dadoxylon (Araucarites) schrollianus 58
Dadoxylon pannonicum 176
Dadoxylon transdanubicum 53
Dalbergia 164
dániai emelet 166, 168
Daonella 71, 73
Daonella böckhi 72
Daonella hungarica 71, 72
Daonella indica 72
Daonella latecostata XI. t.
Daonella lommeli 72, 110, IV. t., VI. t., XI. t.
Daonella reticulata 74
daonellás mészkő 74, 108, 362
Daonella sturi XI. t.
Daonella tirolensis 107
Daonella tripartita XI. t.
darnói öv 402
Darnó vonal 406, 471, 474, 475, 476, 477, 478, 479, 480, 487, 500, 503, 504, 539, 544
Deckerella 61
deiszter szakasz 469
Dejanira bicarinata 166
délalpi jelleg 470, 475, 479, 480, 525
délalpi kifejlődés 445, 448, 457, 471, 508, 510
délalpi szerkezet 480
délalpi torlódási öv 498, 528
Delphinulopsis triadica 92
Dentalina 144, 357
Dentalium 304
Derbya senilis V. t.
Deroceras armatum 117
Deshayesia alpina 200, XXXV. t.
dési tufa 329, 330
Desmiophyllum 140
Desmoceras 159, 163, XXXII. t.
Desmoceras difficile 169
devon időszak 31, 37, 38, 44, 48, 353, 364, 443, 480, 507, 528, 532, 533, 534, 542
diabáz 35, 38, 48, 356, 363, 364, 366, 367, 368, 372, 373, 437, 438, 471, 472, 473, 475, 476, 477, 500, 513, 532, V. t., VI. t.
diabázporfirit 35
diabáztufa 48, 364, 366, 367, 372, V. t., VI. t.
Diastoma costellatum 218
Diatomea 249, 302, 304
diatomás márga 253, 284, 301, 309
diatomás pala 249
Dibunophyllum kissi 45
Diceras 156, 185, VIII. t.
Diceras semistriatum 180
Dielasma plica 48
dilatációs mozgás 447, 486, 487, 491, 546
Dimerogramma marinum XLV. t.
Dimyopsis 142
dinamometamorf hatás 441, 533
dinarid jelleg 470, 475, 479, 480
dinarid kifejlődés 508, 527
dinarid szerkezet 480
dinári takarók 528
Dinarites 68, 107
Dinotherium 285
diorit 38, 376
dioritgabbró 544
diphyás mészkő VIII. t.
Diplopora 92
diploporás dolomit 81, 83, 89, 91, 95, 356, 448, 452, 457, VI. t.
Discocyclina 208
Discocylina eocaena 200
Discocyclina papyracea 205, 206, 207, 218, XXXVII. t.
Discocyclina pratti XXXVII. t.
discocyclinidás mészkő 204, 205, 206, 207, 209, 215, 216, 217, 228, 320, 321, 322, XI. t., XVI. t.

Discohelix 117
Discoidea suboculus 163
Discolithus cancer 183, 185, 369
Discorbis ambiguus 323, 325, XVI. t.
Discotropites cf. *sandlingensis* 92
Discotropites sengeli 92
diszjunktiv mozgás 453, 456, 457, 479, 529
diszharmóniás mozgás 433, 436, 444, 448, 462, 465, 477, 478, 480, 495, 544
diszharmóniás tömeg 485
diszlokációs fővonal 468, 540
diszlokációs öv 439, 445, 459, 461, 462, 464, 465, 483, 489, 490, 494, 503, 504, 539, 542, 543
disszolució 452
disztén 32
Divaricella ornata XLII. t.
dogger 118, 120, 124, 125, 126, 127, 134, 138, 139, 147, 151, 153, 183, 248, 353, 361, 369, 454, 462, 463, 466, 469, VIII. t.
dolerit 373
doméri emelet 509, VII. t., VIII. t.
Donax 246
Douvilleiceras 129, 169
Dracontomelon 211
Dracontomelon minimum 198
Dreissena XVII. t.
Dreissena (Congeria) eocaena 198
Dreissena (Congeria) prisca 198
Druppula angustiporata 107
Druppula cornus 107
Dryoxylon 257
Dryoxylon silvaticum 290
durvamészkő 284
Duvalia 175
Duvalia bipartitus 175, 177
Duvalia conica 180
Duvalia dilatata 158, 159, 176
Dvinella 48

E, É

Echinanthus 206
Echinanthus scutella XXXIX. t.
Echinodermata 172
Echinolampas 202, 206, 209
Echinolampas hemisphaericus 244, 283, XLVII. t.
Echinolampas subsimilis 207
Echinus 163, 304
Echioceras raricostatum 144
Edmondia 47
Edmondia permiana VII. t.
egyenlejtes törés 436
egymásratolódott pikkely 477, 504, 539
együttmozgás 540
ékrög 487
Elephas meridionalis 351
elfenődés 470, 544
ellenlejtes törés 436, 456
ellenszárny 447
elnyíródás 461
elnyíródott pikkely 465
előtér 537
Elphidium 284, 332
Elphidium crispum 227
elphidiumos szint XLVIII. t.
eltolódás 440, 445, 447, 449, 451, 453, 457, 463, 464, 465, 469, 477, 479, 486, 532, 539
Emarginula 161
embrionális redőzés 494
Enantostreon 99
Enantostreon difforme 99, 104
Enantostreon hungaricum XV. t.
Encrinus liliiformis 71
Endothyra 45, 61
Enteropleura gümbeli 72
Entolium bronni 207
Entolium disciformis 153
Entolium discites 67, 71, 95, 99, 104
Entolium filosum 74
Entolium hehli 79
eocén kor 37, 77, 129, 138, 169, 178, 190, 191, 192, 194, 197, 205, 208, 210, 213, 214, 215, 222, 230, 237, 241, 259, 318, 319, 321, 322, 356, 374, 376, 416, 440, 447, 449, 450, 453, 454, 455, 456, 457, 471, 474, 475, 477, 509, 513, 514, 528, 534, 536, 537, XVI. t.
Eotrix alpina 128
epidotamfibolit 40
epikontinentális mozgékony küszöbterület 494
epikontinentális tenger 508
epirogenetikus jelleg 535, 538
epirogenetikus mozgások 447, 452, 453, 464, 486, 492, 494, 525, 528, 536, 541
epirogenetikus süllyedés 486
epirokinetikus mozgás 433, 465, 479, 490, 495, 496, 502, 522
epizonás képződmények 32, 36, 438, 442, 494, 532
Equisetites arenaceus 101
Equisetites münsteri 140
Equisetites ungeri 140
Equisetum 164
Ervilia 246, 253, 304
Ervilia podolica 245, XLVII. t., L. t.
Erycites fallifax XXII. t.
essexit 368, 369
Estheria 53, 74, 102, 140, VI. t.
Estheria hungarica 102
Estheria lóczyi 74
északalpi jelleg 445, 448
északalpi-kárpáti orogén 528
északalpi kifejlődés 457, 532, 542
északbakonyi egység 452
északkeleti fedőhegység 485
esztuárium 457
Euaspidoceras perarmatum 148
Eucalyptus 211
Eucyclus 116
Eugeniacrinus 183

Eugeniacrinus bernensis 180
Euphemus 45, VI. t.
eurihalin 99, 143
euriterm 144
exezió 452
Exogyra 162
Exogyra couloni 180
externida 546

F

fácies 456, 469, 537
fáciesegység 457
fáciesváltozás 466
Fagus 308
Fedaiella 108
fedőhegység 20, 190, 210, 237, 312, 433, 434, 444, 447, 448, 449, 462, 466, 480, 482, 484, 485, 488, 489, 490, 491, 493, 495, 534, 537, 538, 540
fedőmárga 144, 461, 465, 468
fekvőredő 437
felső keletalpi takaró 545
felsőmárgacsoport 73, 75, 77, 80, 89, VI. t.
felső riolittufa 405, 407, 411, 419, 420
felső szerkezet 433
fenékingadozás 453, 466
Fenestella 47
Fenestella aff. *plebeia* 47
Fenestella cf. *veneris* 47
Fenestella mimica 47
ferde redő 437, 459, 471
fiatal kimméri szakasz 446
fiatalkorú tönkösödés 440
fiatal mozgás 447, 490, 501, 502
fiatal süllyedés 529
Fibularia 207
Ficula condita 218
fillit 32, 35, 37, 364, 435, 436, 437, 438, 440, 441, 442, 444, 445, 446, 468, 493, 497, 498, 532, 534, 542
Flabellipecten leythajanus 244
flexura 449, 470, 482, 537, 539
fliskifejlődés 326, 327, 360, 361, 500, 503, 504, 513, 533, 543, 545, XVI. t.
flisöv 406, 513
fluorit 36, 437, 438
foltosmárga 542
folyásos szerkezet 439
fonolit 40, 369, 371, 372, 463
Foraminifera 46, 80, 86, 114, 127, 156, 158, 185, 214, 218, 221, 222, 223, 224, 226, 229, 234, 235, 278, 304, 322, 326, 328, 329, 357, 358
fordított rétegsorrendű pikkely 468
forgó mozgás 451
fornai rétegek 200
fornai telep 203
fődolomit 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 86, 87, 91, 92, 193, 261, 445, 446, 447, 448, 452, 457, II. t., VI. t.
fölboltozódás 486
földgáz 500
földhőmérsékleti viszony 505
földkéreg 433,
földrengéses terület 505
földrengési központ 505
földtani szerkezet 524, 532, 534
földtörténeti ciklus 440, 442, 444, 466
fölépítmény 433, 486, 525, 532, 539, 542
fölpikkelyeződés 457, 458, 479
föltolódás 449, 453, 457, 458, 478
föltorlódás 450, 464, 482
főnummuliteszes mészkő 202, 203, 205, XI. t.
főszerkezeti elem 475
főtörés 439, 453, 488
Fragillaria 140
Fragillaria bituminosa var. *curta* XLV. t.
Fuciniceras boscense 117, 133
Fucoidea 144, 172
Fusulina 47, 60, 61
Fusulina copulchra 48
Fusulina elegans 48
Fusulina (Fusulinella) 47
Fusulina pseudobocki 48
Fusulina sarmatica 48
Fusulina (Schellwienia) 47
Fusulinella bocki 48
fuzulinás mészkő 46, 534, 542
füredi mészkő 73, 89, 91, VI. t.

G

gabbro 372, 471, 477
Gadilla 161
Galactochilus 307
galenit 36, 437
Galeodes cornuta XLVI. t.
gault tagozat 157
Geinitzia 63
Gemeridák 471, 525, 527, 540, 544, 545, 546
geoszinklinális 432, 433, 445, 480, 492, 508, 509, 510, 511, 528, 529, 540, 543
geosziklinális jellegű mozgás 491
geotermikus grádiens 505
germán hegység 433
germán jellegű mozgások 436, 487
germán szerkezet 432, 433, 436, 437, 526, 528, 532, 535, 544, 545
Gervilleia 67, 68, 81, 104, 107, 143
Gervilleia conimbrica 142
Gervilleia goldfussi 98
Gervilleia incurvata 67
Gervilleia inflata 142
Gervilleia meneghinii palaeotriadica VIII. t.
Gervilleia modiola 68
Gervilleia mytiloides 98, 110
Gervilleia obliqua 142
Gervilleia praecursor 79
Gervilleia socialis 104
Geyeroceras cylindricum 115, 116, 131

Gingko 161
gipsz 57, 59, 108, 109, 111, 112, 462, 475, 477, 480, 509, VI. t.
Glauconia kefersteini 187
Glauconia obvoluta 187
glaukonit 162, 518
glaukonitos homokkő 175, 234, 235, 236, 287, 288, 289, 297, 325, 328, 331, 332, 378, XII. t., XIV. t., XV. t.
glaukonitos márga 162, 163, 165, 168, 170, 171, X. t.
Gleichenia 161
Gleicheniaceae 161
Globiconcha 162
Globiconcha baconica 162
Globigerina 128, 134, 172, 224, 310, 327, 356
Globigerina bulloides 224
Globigerina gordialis 86
globigerinás szint XL. t.
Globigerina triloba 412
Globochaete alpina 128
Globotruncana 185, 358, 360
Globotruncana (Rotalipora) appeninica 185
Globotruncana (Rotalipora) cushmani 185
Globotruncana (Rotalipora) montsalvensis 185
globotruncanás márga 170, 500, X. t., XXX. t.
Globotruncana stephani 185
Globularia incompleta 199, 200
Glomospira 63, 356
Glossothyris 124
Glycymeris 235, 275
Glycymeris bimaculatus XLVI. t.
Glycymeris heberti 229
Glycymeris obovata 226, 227, 229, 230, 234, 235, 275, 288, XII. t., XIV. t., XLI. t.
Glyphostomella 61, 63
glyptogenezis 31
Glyptostroboxylon tenerum 251
Glyptostrobus oeningensis 243
gneisz 32, 436, 438, 442, 443, 461
Goniomya 144
Gonodon 81
gozau előtti mozgási szakasz 478
gozaui kifejlődés 157, 167, 168, 187, 188, 447, 476, 536
Gramineae 164
gránit 34, 35, 36, 39, 40, 45, 52, 55, 353, 361, 437, 438, 439, 440, 441, 443, 452, 461, 464, 465, 468, 469, 490, 491, 493, 494, 495, 497, 505, 508, 532, 533, 535, 542, 543
gránitmilonit 441
gránitplutón 437, 438, 439, 440, 442
gránitporfir 35, 36, 38, 439, 468
gránittektonika 439, 441, 442
granodiorit 442, 461
grauvakke 34, 435
gravitációs maximum 493
gravitációs minimum 505
gresteni kifejlődés 147, 510, 511, 542, 545
grődeni homokkő 51, 58
grödeni rétegek 57, 61
grundi rétegek 264
Gryphaea 115
gryphaeás márga 164, 167, 168, X. t.
gryphaeás rétegek 144
Gryphaea vesicularis 167
Gutbieria angustiloba 101
guttensteini mészkő 98, 104, 105, 282
günzi eljegesedés 346, 351
Gymnocodium bellerophontis 63
Gyroidina soldanii 225
Gyroporella 69, 76, 80

GY

gyüredezettség 445, 458, 469
gyűrődés 432, 433, 446, 458, 462, 465, 469, 475, 477, 479, 482, 489, 490, 492, 497, 526, 528, 535, 537, 539, 544, 546
gyűrt alépítmény 436
gyűrthegység 433, 445, 458, 465, 529
gyűrt-pikkelyes szerkezet 436, 474, 527, 540
gyűrtrög-szerkezet 433, 436, 437
gyűrt szerkezet 434, 505, 525, 540
gyűrt-takarós szerkezet 527, 544
gyűrt varisztid egység 540
gyűrvetört pikkelyes szerkezet 436, 479
gyűrvetört szerkezet 433, 436, 437, 443

H

Hadraxon csingervallensis 166
hajlítás 445, 449, 459, 490, 492, 535
Halitherium 218, 244
Halobia rugosa 74
Halorella amphitoma var. *multicostata* 110
Hamites 163
Hammatoceras 124
Hamulina paxillosa XXXI. t.
Hantkeniceras hantkeni 117, 133, XXII. t.
Hantkenina kochi 205, XI. t., XXXVIII. t.
Haploceras staszycii 125
Haploceras titonicum 125, 136
Haplophragmium lituus XLVIII. t.
Hapsiphyllum battyánense 45
harántpalásság 475
haránttörés 437, 439, 445, 447, 449, 454, 456, 457, 458, 459, 462, 463, 464, 469, 470, 471, 486, 487, 505, 525
harmadidőszak 434, 448, 465, 478, 479, 480, 485, 501, 513, 524, 525, 528, 536, 541, 547
Harpoceras 119, 145
Harpoceras falciferum 123
Harpoceras serpentinum XXI. t.
Harpophylloceras eximius 117
harsányi pikkely 469, 470
hárshegyi homokkő 207, 208, 214, 215, 216, 217, 322, XII. t.

Haselgebirge 509
hauterivi emelet 158, 159, 162, 164, 168, 170, 174, 175, 176, 177, 180, 182, 186, 369, 370, 462, 464, 465, 502, 509, 535, X. t.
háztetőszerkezet 478
hegységalakulás 434, 443
hegységformáló hatás 456
hegységképződési időtörvény 432
hegységképző mozgások 440, 447, 456, 480, 492, 493, 510, 526
Helix 235, 243, 247, 273, 284, 308, 309
helvéti emelet 125, 185, 205, 241, 248, 250, 251, 252, 256, 258, 260, 261, 264, 266, 275, 276, 277, 280, 281, 282, 283, 289, 304, 306, 308, 325, 327, 328, 329, 330, 334, 352, 353, 361, 366, 368, 379, 380, 390, 391, 396, 401, 402, 406, 410, 417, 440, 461, 462, 463, 464, 465, 466, 468, 469, 474, 476, 479, 481, 482, 485, 486, 489, 490, 493, 496, 498, 500, 504, 509, 514, 518, 519, 521, 528, 529, 539, 542, 543, XIII. t., XIV. t., XV. t.
Hemiaster minimus 163
Hemiaulus 140
Hemifusulina moelleri 48
Heminajas balatonis 66
hemphilli szint 343, XVII. t.
Hernád-vonal 504, 525
Heterophylloceras eximius 133
Heterophylloceras lipoldi 115
heterosteginás márga 301
heterosteginás mészkő 264, 304, 325, XV. t., XVI. t.
hettangi emelet 117, 143, 144, 509, VII. t., VIII. t.
Hexalastrum infans 107
Hexaphyllia mirabilis 45
hidrokvarcit 283, 290, 305, 306, 308, 312, 404, 406, 407, 415, XIV. t., XV. t.
hidromuszkovit 36
hidrotermális 36, 37, 437, 439, 440, 477
hierlatz kifejlődés 115, 127, 131, VIII. t.
Hildoceras bifrons 123, 133, 145, VII. t., VIII. t., XXII. t.
hilszi szakasz 465
Hipparion 285, 342, 343, 346, 521, XVII. t.
Hippopodium 144
Hippurites cornuvaccinum 167, 187, XXXIV. t.
Hippurites inaequicostatum 167
Hippurites sulcatus 187
hippuriteszes mészkő 164, 165, 167, 168, 358, X. t.
Hoernesia socialis 99
Holaster 162
Holcodiscus 175
Holcophylloceras mediterraneum 124, XXVI. t.
Holcophylloceras silesiacum 149
Holcophylloceras zignodianum 133 148,
Holcoscaphites 163
Holcostephanus astierianum 171
Holectypus macropygus 161
holocén kor 434, 472
Holopella gracilior 67
Homomya 99
Homomya albertii 99
Homomya fassaensis 99
Hoplites 158
Hoplites callisto 125
Hoplites carpathicus 136
Hoplites falcatum 170
Hoplites malbosi 171
Hoplites uhligi 171
horszt 545
hosszanti egymásratolódás 479, 539
hosszanti fővonalak 546
hosszanti törés 437, 445, 447, 449, 454, 457, 459, 462, 463, 468, 470, 471, 486, 487, 504, 525
hozzáidomulás 493, 495
hozzáidomuló szerkezet 507
hullámos törésesség 526
Hungariella pappi 93
Hungariella spinosa 93
Hungariella stredae 93
Hungarites arthaberi X. t.
Hybodus VI. t.
Hybodus plicatilis 101
Hydrobia 304, 307, 311, 337, 414
Hydrobia stagnalis 302
Hydrozoa 176

I, Í

Idoceras calloviense XXVIII. t.
infiltráció 439
Inflaticeras inflatum 163
infraliász 140
infravalangium 171
injekció 438
Inoceramus 185, 358
Inoceramus cripsi 167
Inoceramus obliquus 153
Inoceramus planus 167
inoceramuszos márga 164, 167, 168
interkontinentális üledékgyűjtő 511, 541
Internid 20, 190, 524, 527, 529, 545, 546
intrapannóniai mozgások 255, 494
Involutina liassica 86
iprézi emelet 202, XI. t.
irányított gyűrődés 491
irányított szövet 438
Irus 332
Isaura albertii 96, 98
Isocyprina germari 142
Isocyprina rotundata 142
Ivrea 53
izoklinális redő 436, 439, 440, 471, 533
izosztatikus kiegyenlítődés 499, 522
izosztázia 537

J

jakabhegyi homokkő 57, 58, 96
jáspis 489
Joannites cf. *diffissus* 92
Joannites tridentinus 72
jotni homokkő 36
Juglandaceae 381
jura időszak 113, 129, 138, 148, 150, 158, 167, 175, 176, 248, 355, 356, 368, 445, 447, 448, 451, 452, 453, 461, 466, 471, 491, 503, 509, 528, 535, 540, 544, VIII. t.
Juraphyllites 116
Juraphyllites limatus 115
juravégi kiemelkedés 535

K

kagylólumasella 79
kagylósmészkő 72, 105, 248, 361, 446, 461, 465, 466, 468, 542, VI. t.
kainozóikum 31, 532
kalabriai emelet 346, 351, 409
kaledonid előgyűrődés 443
kaledonid felgyűrődés 532
kaledonid gyűrt vonulat 442
kaledonid képződmény 443, 532, 533
kaledonid orogén 442
kaledonid—varisztid hegység 539
kaledonid vonulat 479
kálimetaszomatózis 40
kálitrachit 403, 414, 415, 421, XV. t.
kalkopirit 36
kallóvi emelet 114, 124, 125, 134, 148, 151, 153, 154, 156, 357, 464, 470, 509, 510, VII. t., VIII. t.
kambrium időszak 528
kambroszilur 38, 443
kampáni szint 167, 187, 536
kampili alemelet 65, 81, 95, 98, 107, 108, 109, 111, 355, 446, 473, 477, 478, V. t., VI. t.
Kansuella transdanubica 45
kaolin 464, 489
kaolinosodás 440
kaotikus gyűrődés 477
kaprotinás mészkő 157
karbodolerit 328, 369, 374, 419
karbon időszak 31, 33, 39, 44, 45, 46, 47, 187, 210, 354, 366, 434, 436, 437, 438, 440, 442, 443, 444, 471, 472, 474, 475, 476, 477, 478, 480, 485, 487, 497, 507, 509, 528, 532, 533, 534, 540, 542, 545
karneol 489
karni emelet 73, 75, 80, 81, 83, 89, 92, 95, 96, 101, 102, 108, 261, 355, 362, 452, 454, 456, 457, 459, 464, 508, 509, II. t., III. t., IV. t., V. t., VI. t.
Kárpátidák 504, 547
kárpáti orogén 526, 528, 544
kárpáti övkeret 546
kárpáti szerkezeti egység 540
kárpáti takarók 478, 479, 528, 545
kárpáti vonulat 527
karsztos kioldódás 470
karsztosodás 482
kassziáni szint 73, 74, 75, 93, IV. t., VI. t.
kataklazit 441
katazónás 32
katti emelet 208, 214, 226, 231, 232, 233, 235, 236, 241, 275, 286, 287, 326, 355, 416, 474, 486, 487, 537, 538, XIV. t., XVI. t.
keletalpi geoszinklinális 479, 539
keletalpi kifejlődés 536, 545
keletalpi szerkezet 436
keletalpi takaró 436, 527
Keleti Szárazföld 492, 528, 533, 534, 547
keletmoravai vonulat 439
kéreghajlat 538
kéregmozgás 466, 524, 534, 535, 547
kéregrész 522
kéregszerkezet 505
kéregszéthúzás 486
kéregvastagság 499
kerzoni alemelet 340, 341, 342, 343, 521, XVII. t.
kétcsillámos gneisz 438
Keteleeria 290
kétoldali orogén 546
kétoldali részaránytalan hegység 475
keuper 102, 509
kihengerlődés 462, 470, 482
Kilianella 172
Kilianella roubaudianus 177, 180
kimeridgei emelet 125, 127, 128, 134, 149, 154, 369, 452, 464, 466, 509, VII. t., VIII. t.
kimmériai mozgások 445, 447, 452, 453
kimméri alemelet 345, XVII. t.
kipréselődés 544
kiscelli agyag 214, 215, 216, 222, 224, 225, 456, XII. t., XVI. t.
klarendoni szint 343
kloritos fillit 493
kloritpala 40, 439, 441
Kodru masszívum 545
Kokeniella pálfyi 92
koniaci szint 167, 187, 536
Koninckina leonhardi 74
Koninckina telleri 92, IV. t.
konkai tagozat XVII. t.
konkordáns magplutón 439
kontaktpala 36
kornbras kifejlődés 153
Kosmoceras jason XXV. t.
Kossmatella 163
kovaföld 282, 302, 304, 305, 405
kőolaj 500
kőolajkutatás 497, 499
kőszegi kifejlődés 436
kőszegi pikkelyfoszlányok 439
kőszegi sorozat 33

Kőszeg vidéki rögvonulat 481
kösszeni rétegek 73, 77, 78, 79, 80, 87, 88, 89, 95, 229, 445, 448, 457, 545, IV. t., VI. t.
közbenső tömeg 545
középső riolittufa 401, 403, 406, 411, 418
kőzetrés 440, 450, 455, 482, 484, 486, 489
kőzetrés diagram 454, 455
központi tömeg 528
köztes hegység 527, 528, 529, 534, 538, 547
köztes tömeg 524
kratogén 432, 440, 458, 528
kratogén alépítmény 437, 535, 536, 546
kratogén jelleg 507, 526, 537
kratogén kéregrész 494, 526
kratogén mozgás 470, 534, 537, 546
kratogén szerkezet 506, 527, 529
kratoszinklinális 20, 445, 492, 502, 508, 525, 541
kréta időszak 114, 127, 149, 157, 158, 165, 167, 168, 169, 177, 179, 183, 185, 186, 188, 190, 247, 353, 355, 357, 358, 360, 368, 370, 447, 448, 451, 452, 453, 454, 455, 456, 459, 461, 462, 463, 464, 465, 469, 470, 471, 474, 475, 476, 477, 478, 480, 491, 492, 500, 504, 507, 509, 512, 513, 524, 528, 533, 534, 535, 536, 540, 542, 543, 544, X. t., XI. t.
krétavégi mozgások 440, 452
Krinoidea 48, 60, 62, 116, 128, 156, 180, 207, 357, 369, 475
krinoideás — brachiopodás mészkő 115, 510, VIII. t.
krinoideás mészkő 44, 49, 128, 139, 145, 169, 170, 180, 356, 357, 370, X. t.
kristályos alaphegység 433, 434, 437, 440, 441, 443, 461, 464, 468, 469, 471, 481, 486, 493, 494, 508, 511, 513, 516, 527, 533, 534, 535, 536, 537, 541, 542, 543, 544
kristályos alaphegységroncsok 443
kristályos alaphegységtönkök 434
kristályos alépítmény 500, 511, 532, 534, 540, 547
kristályos előtér 479
kristályos gát 511
kristályos hegység 434, 468, 486
kristályos képződmények 434, 496, 502
kristályos masszívum 434
kristályos mészkő 437, 440, 442, 475, 476, 493, 532
kristályos pala 352, 353
kristályos palaöszlet 32
kristályos szigetrögök 436
kristályos tömeg 440, 477, 492, 540, 542
kristályos vonulat 442, 459, 464, 494, 495, 498, 501, 503, 505, 509, 511, 525, 527, 533
kromeri tagozat 351
krosznói rétegek 326, 360
kujalniki tagozat XVII. t.
kulisszás elrendeződés 462
kunguri emelet 61
kvarcfillit 436, 461
kvarcit 32, 37, 38
kvarcitpala 40
kvarcporfir 40, 43, 55, 58, 363, 364, 366, 367, 423, 437, 439, 533, I. t.
kvarcporfirit 35, 363, 364

L

lábatlani homokkő 174, 175
labilis párkány 525, 541
lábnyomos homokkő 289, 290, XIV. t.
ladini emelet 71, 73, 81, 83, 86, 89, 91, 95, 101, 102, 105, 108, 110, 355, 356, 362, 367, 372, 445, 448, 452, 454, 456, 457, 462, 464, 471, 472, 473, 475, 476, 478, 509, II. t., IV. t., V. t., VI. t.
Laevaptychus didayi 172
Laevaptychus latus 149
Laevidentalium cf. *priscum* 47
Lagena 87
lajtamészkő 242, 243, 244, 247, 250, 251, 252, 253, 259, 260, 263, 264, 266, 268, 282, 283, 284, 301, 306, 307, 312, 328, 330, 391, 392, 395, 397, 404, 406, 481, 493, XIV. t.
lakkolit 485
Lamellaptychus angulicostatus 159
Lamellaptychus beyrichi 129
Lamellaptychus didayi 172, XXXIII. t.
Lamellaptychus seranonis 172
Lamna 244
lamprofir 441
larami mozgás 424, 445, 447, 448, 452, 453, 456, 465, 482, 496, 503, 512, 536
larami szakasz 169
lattorfi emelet 208, 214, 216, 218, 222, 223, 224, 229, 233, 237, 319, 320, 321, 322, 327, 404, 416, 457, 474, 487, XII. t., XVI. t.
Laurinoxylon aniboides 290
Laurinoxylon müller-stolli 290
Laurinoxylon vadászi 258
Laurus 211
lávakőzetek 485
Lecanites lóczyi XVI. t.
Lecanites sibyllinus XIII. t.
lehajlás 457
Leioceras opalium 133, 145
lemezes mészkő 68, 69, 98, 108, VI. t.
Lenciscus 302
lenyesett takaró 543
Leopoldia kiliani 177
lépcsős vetődés 453, 454, 456, 457, 504
lepidocyclinás réteg 518
leuchtenbergit 32
leukofillit 32
levantei emelet 271, 340, 342, 344, 345, 346, 350, 360, 388, 492, 498, 499, 528, 541, XVII. t.

leveles törések 446
liász 78, 81, 114, 117, 118, 127, 134, 136, 137, 139, 140, 151, 169, 353, 361, 362, 536, VIII. t., X. t.
lidit 38
Liebusella cylindrica XL. t.
Lillia 123
Lima 47, 63, 115, 116, 144, 167
Lima austriaca 74
Lima costata 99, 104
Lima krotowi 47, 61
Lima marticensis 167
Lima mytiloides XVI. t.
Lima (Plagiostoma) exaltata 142
Lima praelonga 142
Lima szabói 207
Limnaea 271, 300
Limnocardium 246, 255, 270, 271, 285, 307, 310, 311, 337, XVII. t.
Limnocardium abichi 337, LI. t.
Limnocardium banatica 353, 354
Limnocardium decorum 255
Limnocardium hungaricum LI. t.
Limnocardium lenzi 337, LI. t.
Limnocardium penslii 255
Limnocardium sopronense 247
Limnocardium steindachneri LI. t.
Limnocardium vutskitsi 338
limonit 48
Lingula gornensis 104
Lingula tenuissima 68, 92, 98, 104
Lingulina 84
Liogryphaea arcuata 144
Liogryphaea obliqua 144
Liparoceras striatum 117, 145
Lissoceras voultense XXV. t.
Listriodon 309
lisztrikus vetődés 501
litéri öv 77, 80, 81
litéri reátolódás 389
litéri törés 445, 452, 457
Lithiotis 161, 162
Lithocampe tutata 107
Lithodomus 160
Lithodomus lithophagus 244
Lithothamnium 206, 209, 254, 261, 301
lithothamniumos mészkő 206, 208, 209, 210, 216, 218, 224, 225, 251, 252, 254, 260, 301, 304, 319, 320, 321, 322, 325, 328, 329, 330, 331, 376, 377, XI. t. XIII. t., XV. t.
Lithothamnium ramosissimum 244
litofácies 493
litoklázis 466
lókuti rétegek 157
londoni emelet 193, 200, 202, XI. t., XVI. t.
Lopha haidingeriana 79
lotharingi emelet 144, 509, VII. t., VIII. t.
Loxonema 81
lösz 344, 347, 348, 350, 440, 441, 446, 456, 460, 462, 466, 482, 483, 501, 524
ludi emelet 216, XVI. t.
Ludwigia murchisonae 124, 133, 145, VII. t.
luntzi rétegek VI. t.
lutéciai emelet 200, 202, 209, 321, XI. t., XVI. t.
Lutraria 229, 277
Lutraria lutraria XLII. t.
luzitáni emelet 136, 509 ,VIII. t.
Lyrcea 337
Lytoceras 117, 124, 175, 184
Lytoceras adeloides 134, XXV. t.
Lytoceras baconicum 117
Lytoceras cornucopiae 123
Lytoceras fimbriatum 117, 133, 145
Lytoceras francisci 117
Lytoceras montanum 136
Lytoceras phaestus XXXII. t.
Lytoceras postfimbriatum 117
Lytoceras quadrisulcatum 158, 172
Lytoceras raricinctum 172
Lytoceras stephanense XXXII.
Lytoceras subfimbriatum 180
Lytoceras sutile 125
Lyttonia nobilis 63, VII. t.

M

Macrocallista italica XLIII. t.
Macrocephalites macrocephalus 148, 154
Macrochilina avellanoides VI. t.
Macrochlamys latissimus 244
Macrocypris 63
Macropterygium bronni 101
Mactra 246, 253, 304
Mactra podolica L. t.
Mactra variabilis 245
maesztrichti alemelet 167
magasrög 495, 526
maghegység 436, 441, 533, 545
magmatizmus 443, 529
Magnolia 257
Magnolia silvatica 257
malm 122, 125, 127, 134, 138, 139, 148, 149, 151, 154, 156, 183, 186, 368, 454, 462, 463, 469, 470, 510, VIII. t., X. t.
Mammut borsoni 345
mangán 118, 121, 122, 510
Margarites 92
Marginulina 357
Marginulina carinata XLVIII. t.
Martinia cf. *triquetra* 47
Martinia nucula 63
Martinia triquetra 61
másodlagos gyűrődés 462
másodrendű magplutón 439
Mastodon 285, 290, 295, 309
Mastodon angustidens 290
Mathildia 160
Matoniaceae 161
medencealakulat 20, 31, 434, 444, 480, 490, 492, 493, 494, 498, 499, 501, 502, 503, 506, 507, 513, 526, 533, 534, 538,

medencealjzat 433, 442, 443, 490, 491, 492, 493, 495, 497, 498, 499, 502, 503, 504, 508, 510, 524, 525, 526, 529, 534, 538, 541, 544, 545, 546
medencefenék 451, 493, 502, 503, 540, 541
medenceképződés 526
medenceszerkezet 482
medenceüledékek 448, 453, 495, 497, 498, 499, 502, 503, 505, 529, 538, 539, 540, 542
median mass 528
mediterrán emelet 440, 446, 491, 518
Meekoceras 68
Megalodus 76, 80, 81, 86, 87, 129, 136, II. t., V. t.
Megalodus amplus 81
Megalodus böckhi 76, 81, 83, 84, III. t., XIX. t.
Megalodus carinthiacus 74, 92, IV. t., VI. t.
Megalodus cf. *tofanae* var. *gryphoides* 82, 83
Megalodus complanatus 76, 81, 83, III. t.
Megalodus damesi 87
Megalodus elegans 81, XVIII. t.
Megalodus gryphoides 76, XIX. t.
Megalodus gümbeli 76, 81, 84, III. t.
Megalodus hoernesi 76, 81, 83
Megalodus hungaricus 81
Megalodus laczkói 76
Megalodus lineatus 81
Megalodus negativus 81
Megalodus pannonicus 81, XVIII. t.
Megalodus paronai III. t.
Megalodus rostratus 96
Megalodus seccoi 76, 81, 84, XIX. t.
Megalodus tofanae var. *gryphoides* 87
Megalodus triqueter 92
megantiklinórium 471
Megaphyllites jarbas 92
Megathyris megatrema 180
Megerlea 184
megtorlódott rögsorozat 437
megyehegyi dolomit 69, 70, 98, 446, 452, VI. t.
Melanatria auriculata 199, 200
Melania 235
Melania distincta 199
Melania hantkeni XXXVI. t.
Melania heberti 164
Melania obeloides 166
Melanopsis 243, 246, 270, 271, 310, XII. t.
Melanopsis bouéi 255
Melanopsis caryota LI. t.
Melanopsis cylindrica LI. t.
Melanopsis doroghensis 198
Melanopsis hantkeni 226, 228, 231
Melanopsis impressa 247, 311, 338, 341, XVII. t.
Melanopsis martiniana 247, 255, 338
Melanopsis sturi 255
Melanopsis vindobonensis 247, 255
Meletta 207
melettás márga 208
Melongena lainei XIV. t.
Melosira 140
Melosira dickiei XLV. t.
Melosira granulata XLV. t.
mélyrög 495, 526
mélységi térkép 503
mélyszerkezet 433, 458, 486, 495, 499, 505, 526, 532, 535, 547
Membranipora 280
Mentzelia mentzelii 69, 71, 72, 99, 104, 110
Mentzelia mentzelii var. *pannonica* 71
meoti szint 308, 340, 342, 343, XVII. t.
Meretrix 304
Meretrix hungarica 200, XXXVII. t.
Meretrix islandicoides XLIII. t.
Meretrix tokodensis 200
Meretrix vértesensis 199, XXXV. t.
merev tömb 470
mészcsillámpala 435, 436
messzinai emelet 343, XVII. t.
mésztufa 350, 385
Metacerithium 161
metallogenezis 529
metamorfida 546
metamorf jelenségek 443, 543
metaszomatozis 437, 475
Metophioceras conybeari 115, 131
mezogén 241
mezozóikum 64, 441, 446, 447, 448, 471, 478, 479, 486, 490, 491, 498, 500, 504, 507, 508, 524, 525, 529, 532, 533, 536, 537, 538, 541, 542, 543, 544
mezozónás kőzet 32, 442, 494, 533
mezozóos alaphegység 64, 451, 452, 459, 466, 492, 493, 513, 526, 527, 536, 539, 540
mezozóos felépítmény 541
mezozóos gyűrődés 468
mezozóos képződmények 434, 441, 444, 442, 445, 459, 465, 530, 531, 535
mezozóos rögpikkelyvonulat 470
mezozóos szigetrögök 469
mezozóos tábla 450, 453
mezozóos vonulat 448, 449, 495, 496, 501, 502, 503, 505, 533, 541
Micraster coranguinum 167
Microderoceras bispinatum 144
Micromelania laevis 255
mikrogránit 36, 438
mikrotektonika 502
Miliobates 244
Miliolidae 86
miliolideás mészkő XVI. t.
Miliolina 283, 332
miliolinás márga 200, XI. t.
miliolinás mészkő 201, 203, 204, 205, 321, 457, XI. t., XXXVIII. t.
milonit 441, 477, 533
mindeli eljegesedés 351, 524
mindel-rissi köztes szakasz 524
miocén kor 31, 37, 77, 190, 209, 214, 241, 248, 256, 274, 285, 288, 329, 342, 345,

378, 379, 401, 417, 440, 453, 461, 466, 472, 480, 486, 490, 497, 500, 504, 509, 516, 528, 535, 541, 545, XVII. t.
Miscellenea hungarica XXX. t.
Mizzia velebitana 61, 63, V. t.
mobilitás 532, 536
Modiola 81, 99, 144, 246, 307, 332, 341
Modiola hirudiniformis 99
Modiola minuta 79
Modiola sarmatica L. t.
Modiola triquetra 99
Modiola volhynica 245, 309, XLVII. t., L. t.
Mohrensternia 307
Mohria 161
moldvai mozgások 447
molibdenit 36
Mollusca II. t.
monasztiri eljegesedés 351
monogeoszinklinális 525, 526
monoklinális pikkely 469
monoklinális szerkezet 448, 481, 482
monoklinális település 444, 445, 449, 453, 454, 489, 490, 495
Monophyllites 92
Monopleura XXXIII. t.
Monotis V. t.
Monotis salinaria 110, IV. t.
monszi emelet 194, 200, XI. t.
Mórágy-apáti egység 442
Moravikum 436, 525
Moravoszilezikum 443, 534
morfogenezis 433, 479, 480, 481, 488, 491, 492, 494
morfokinetika 480, 486, 507, 524
morfológia 459, 524
morfotektonika 433, 434, 449, 456, 457, 466, 482, 496, 497, 500, 502, 505, 511, 522, 538
Mortoniceras 163
moszkvai emelet 46
mozgásgrafikon 482
mozgásmechanizmus 478, 525, 535, 541
mozgékony párkány 525, 541
Munella fritschi 47
Munieria baconica 160
Murex 307
Murex sublavatus 245, XLIX. t.
Mutiella riegeli 180
Myacites 104
Myacites fassaensis 96
Myoconcha 81
Myoconcha cf. *bassanii* 81
Myoconcha cf. *lombardica* 107
Myoconcha cf. *recta* XV. t.
Myoconcha gastrochaena 98
Myoconcha lombardica 96
Myoconcha parvula 96
Myoconcha recta 96
Myoconcha taegeri 76
Myophoria 68, 81, 96, 99, 108, 355, II. t.
Myophoria cf. *caroli rivai* 81
Myophoria cf. *chenopus* 81
Myophoria cf. *picta* 81
Myophoria costata 67, 68, 98, 107, 110
Myophoria elegans 98
Myophoria goldfussi 110
Myophoria inaequicostata 76, 81, 83
Myophoria laevigata 81, 99, 105, 110
Myophoria orbicularis 99
Myophoria praeorbicularis 65, 67
Myophoria woehrmanni 81
Myophoricardium lineatum 96
Myophoriopsis lineata 83
Myrica 164, 296, 381
Myrsine 164
Myrtea spinifera XLIII. t.
Mysidioptera marginata 81
Mysidioptera multicostata XVI. t.
Mysidioptera woehrmanni 81
Mytilus couloni 180
Mytilus haidingeri 226
Mytilus liasicus 142

N

nadapi alappont 506
nagyboltozat 469
nagykovácsi egység 457, 459
nagyszerkezet 459, 461, 468, 527
namuri emelet 46
nánai rétegek 157, 163
Narbe 528, 529
Nassa toulai XLIII. t.
Natica 162, 218, 304
Natica auriculata XLII. t.
Natica incompleta XXXVI. t.
Natica pasinii XXXVI. t.
Naticella buchensteini 108
Naticopsis 61
Natiria costata 67, 98, 107, 108, VI. t., VIII. t.
Natiria subtilistriata 67
nátrontrachit 40, 371, 464
Nautiloidea 63
Nautilus 117, 153, 202
Nautilus semistriatus globosa XXI. t.
Navicula 140
Navicula hungarica XLV. t.
Navicula menilitica XLV. t.
Neithea 160, 161, 162
Neithea aequicostata 180
nekézsenyi rátolódás 479
Nemocardium 144
Nemodon 144
Neocomites 175
Neocomites neocomiensis 177, 180
Neocomites occitanicus 171
Neofusulina 63
neogén 190, 241, 248, 286, 312, 327, 378, 441, 462, 489, 492, 494, 497, 499, 509, 527, 528, 529
neogén fedőhegység 527
neoid 19, 434, 436, 532, 535

neoid felépítmény 527, 532, 536
neoid szerkezet 444, 525, 534, 535, 546
neokom tagozat 157, 169
Neolissoceras grasianum 184
neotektonika 443
Neridomus liasicus 142
Nerinea 160, 161, 162
Nerinea valdensis 180
Nerinella hungarica 180
Nerineopsis 161
Neritaria 108
Neritina 231, 243, 248, 311, 414
Neritina picta 226
Neritopsis armata var. *obliqua* 93
Nilssonia acuminata 140
Nipatides burtini 211
Nitschia 140
Nodomorphina compressiuscula XLVIII. t.
Nodosaria 84, 87, 144, 356, 357
Nodosinella 45
Nonion 332
nonionos csökkentsósvízi szint XL. t.
nóri emelet 73, 74, 76, 77, 80, 81, 83, 84, 86, 87, 89, 92, 93, 95, 96, 101, 102, 108, 110, 127, 129, 131, 208, 218, 229, 355, 445, 448, 452, 454, 456, 457, 459, 464, 508, 509, II. t., III. t., IV. t., V. t., VI. t., VIII. t.
Nototthyris mediterranea 63
Nototthyris minuta 63
Nototthyris warthi bükkensis V. t.
Nubecularia novorossica 267, XLVIII. t.
nubeculáriás mészkő 497
Nucula carantana 74
Nucula expansa 74
Nucula strigillata XV. t.
Nummulites 201, 202, 205, 211, 214, 215, 321, XVI. t.
Nummulites aturensis 200, 201
Nummulites böckhi XI. t.
Nummulites budensis 207, 209
Nummulites fabiani 206, 214
Nummulites fichteli 210, 218, 457
Nummulites incrassata 209, 218, 321
Nummulites intermedius 209, 210, 457
Nummulites kovácsiensis 200
Nummulites laevigatus 200, 202
Nummulites lucasanus 231
Nummulites millecaput 202, 204, 205, 457, XI. t., XXXVII. t.
Nummulites perforatus 201, 202, 203, 231, XI. t., XXXVII. t.
Nummulites spira 257
Nummulites striatus 202, 203, 231
Nummulites subplanulatus 200
Nummulites tschichatscheffi 205
nummuliteszes mészkő 201, 202, 204, 205, 206, 208, 209, 210, 216, 217, 228, 230, 259, 319, 320, 321, 440, 476, XI. t., XVI. t.
nummulitikum 214, 241
Nummulostegina 63
Nummulostegina velebitana 63

NY

nyugati kristályos alaphegységrészek 434, 436

O, Ó

Oculopollis 166
ofiolit 34
ókimméri mozgási szakasz 447, 448, 452, 453, 454, 456, 464, 469, 471, 509
olajkeletkezés 525, 541
Olcostephanus 184
Olcostephanus (Olcostephanus) astierianus XXXIII. t.
oligocéneleji lepusztulás 215, 230, 237, 320, 487, 514, 537
oligocén kor 37, 129, 169, 178, 190, 208, 209, 213, 214, 215, 222, 226, 228, 237, 241, 259, 274, 285, 287, 318, 320, 322, 326, 358, 377, 402, 416, 449, 457, 475, 476, 477, 485, 486, 487, 500, 509, 514, 516, 517, 518, 525, 528, 536, 537, 544, 545, XVI. t.
oligoklazit 464
oligomiocén 275
Oligoporella pilosa 110
Oligostegina 360
Omphalia kefersteini XXXIV. t.
Oncochilus calypso 142
Oncochilus climenae 142
Oncophora 295, 297
oolit 509, VIII. t.
oolitos mészkő 472, 476, 498
ópaleozóikum 31, 33, 37, 434, 436, 438, 439, 442, 444, 493, 498, 499, 509, 534
ópaleozóos alaphegység 32
Operculina ammonea 200, 210
Operculina complanata 218
Operculina granulosa 200
operculinás agyagmárga 457
operculinás—discocyclinidás mészkő XXXIX. t.
operculinás márga 200, XI. t., XVI. t.
Ophthalmidium 357
Oppelia aspidoides 148
Oppelia (Oxycerites) tilli XXVII. t.
opponitzi mészkő VI. t.
Orbitolina 176, 360, 370, X. t.
Orbitolina bulgarica 187
Orbitolina concava 162
Orbitolina conoidea 161, 162, 176
Orbitolina discoidea 160
Orbitolina lenticularis 160, 176, 187
orbitolinás mészkő 162, 170, 180, 448, X. t., XXX. t.
Orbulina 72, 87, 134
Orientalisches Festland 492
orogén előtér 528, 529
orogenezis 31, 432, 433, 434, 477, 491, 492, 500, 501, 507, 525, 528, 541, 547
orogén háttér 529

orogén időtörvény 525
orogén öv 492, 526, 527, 529
orogén szakasz 446, 449, 495, 502, 507, 526, 528, 529, 534, 536, 541, 542, 543
orogeoszinklinális 494, 511, 527
orokinezis 433, 456, 461, 464, 465, 466, 478, 489, 491, 500, 513, 538
oromorfogenezis 433
orotektonika 511, 545
Orthoceras 92, 93, 99
Orthoceras baconicum 72
Orthoceras nodosum 92
Orthonella furcata 45
Orthothetes 46
ortogneisz 32
Orygoceras 255, 337
óstájer mozgás 489, 538
Ostracoda 63, 72, 84, 185, 302, 304, 328, 329, 337, 341, 357, VI. t.
Ostrea 115, 143, 160, 161, 162, 176, 180, 218, 219, 226, 227, 234, 235, 275, 277, 280, 288, 293, 304, 312, 326, 357
Ostrea crassissima XLIII. t.
Ostrea cyathula 229
Ostrea digitalina 244, XLII. t.
Ostrea gigantea 210, 218
Ostrea gingensis 286
Ostrea irregularis 142
Ostrea montis-caprilis 74, VI. t.
Ostrea roncana 202
Ostrea supranummulitica XXXVII. t.
oxfordi emelet 124, 126, 134, 148, 464, 466, 509, VIII. t.
Oxynoticeras 115, 116, 131
Oxynoticeras oxynotum 144
Oxytoma 144
Oxytoma wähneri VI. t.

Ö, Ő

ősföldrajz 453, 481, 507, 527, 538
ősföldrajzi térkép 507, 513
összetorlódás 445, 446, 452, 479, 508, 546
összetört gyűrhegység 461
öves szerkezet 501

P

palaburok 36, 41
Paladin eichwaldi 48
Palaeacis obtusa legányii 47
Palaeodictyum 172
Palaeohoplites 172
Palaeomeryx 290, 302, 309
Palaeoneilo lineata 74
paleogén 190, 237, 319, 321, 457, 499, 500, 509, 529, XVI. t.
paleogén határ 191, 213, 536
paleogén öv 537
paleogén vonal 319, 321, 322
paleozóikum 434, 435, 436, 437, 442, 443, 471, 478, 480, 507, 524, 525, 542
paleozóos alaphegység 474, 487, 527
paleozóos rögök 481
paleozóos vonulat 441, 497, 502, 505, 511
Palmoxylon 263
Palmoxylon sabal 290
Paludina subcingulata 166
Palyssia 140
pannon előtti erózió 344
pannóniai abrázió 501
pannóniai beltenger 440
pannóniai emelet 34, 37, 77, 241, 245, 246, 247, 253, 254, 255, 258, 266, 268, 270, 271, 284, 285, 301, 310, 311, 312, 318, 320, 321, 323, 332, 334, 335, 340, 344, 352, 353, 357, 385, 386, 388, 413, 422, 441, 447, 454, 460, 463, 469, 477, 482, 487, 490, 495, 499, 500, 504, 509, 521, 528, 538, 539, 540, 541, 542, XV. t., XVII. t.
Pannóniai masszívum 471, 528, 529
Panopaea 218, 226, 288
Panopaea menardi 227, XLVI. t.
Papillopollis 166
Paracerithium 160
parageoszinklinális 20, 525
Parahoplites 170
Parahoplites angulicostatus 177
Paralia 140
Parallelodon 47
Parallelodon vadászi 47
Paramegalodus 87
Paramegalodus eupalliatus 76, 87, III. t.
Paramegalodus incisus 76, 87, III. t., XX. t.
Paramegalodus incisus var. *cornuta* 87, XX. t.
Paramegalodus mediofasciatus 76
Parapachydiscus neubergicus 167
Paratethys 343
Paratrachyceras hofmanni 74
párkányjellegű kéregrész 525
Parkinsonia ferruginea 148
Parkinsonia parkinsoni 124, 148
partnachi rétegek VI. t.
Partschiceras tenuistriatum 115, 117
Partschiceras winkleri XXXI. t.
paszadéniai orogén szakasz 526
Patella 116
Pávaya corvini 207
Pecten 99, 115, 116, 133, 187, 202, 218, 219, 234, 235, 257, 259, 275, 278, 288, 295, 297, 304, 325, 326, 357
Pecten aduncus 283
Pecten biarritzensis 206, 207, 208, 210
Pecten bronni 208, XLI. t.
Pecten budakeszensis 218
Pecten burdigalensis 275, XV. t.
Pecten corneum 208, 235
Pecten demissus 148
Pecten discites 355
Pecten gigas 275, 277

Pecten hehli 114
Pecten (Indopecten) transdanubicus XV. t.
Pecten latissimus XLVI. t.
Pecten leythajanus 283, XLVI. t.
Pecten medius 244
Pecten multistriatus 280
Pecten palmata 277
Pecten praemissus XV. t.
Pecten (Pseudamussium) 47
Pecten (Pseudamussium) aff. *ufaensis* 47
Pecten (Pseudamussium) cfr. *sericeus* 47
Pecten (Pseudamussium) pusillus 47
Pecten pseudobeudanti 277, 286
Pecten revolutus XLII. t.
Pecten scabrellus 280
Pecten scabriusculus 280
Pecten semistriatus XLI. t.
Pecten solarium 278
Pecten subarcuatus 275
Pecten textus 227
Pecten thorenti 209
Pectunculus obovatus 214
pegmatit 438, 443
Peltoceras athleta 154
Peltoceras toucasi 148
Peltoceras transversarium 136
Pennodiscus 357
Pentacrinus 144, 145, 357
Pentagonocyclopa cf. *dispar* 61
Pentalastrum primitivum 107
pénzeskuti rétegek 157
Pereiraia gervaisi 263, 304, XLVI. t.
pereiraiás rétegek 264, 304
peremi diszlokáció 437, 469, 503
perforatás agyagmárga 457
perforatás mészkő 202, 203, XI. t.
periantiklinális 461
Periaster széchényii 207
Pericosmus budensis 207
periklinális 461, 462, 464, 465, 468, 479, 539
Perisphinctes pseudolothari XXVIII. t.
Perisphinctes recoperoi XXIII. t.
Perisphinctes transitoris 125
perlit 413
perm időszak 33, 49, 63, 65, 105, 248, 353, 354, 361, 366, 434, 437, 438, 442, 444, 452, 459, 460, 462, 464, 469, 472, 476, 479, 480, 497, 508, 509, 510, 532, 534, 535, 540, 543, 545
perm-mezozóos alaphegység 444
permokarbon 33, 471
permotriász 34, 59, 105
Perna infraliasica 142
Perna petersi 142
Perna ricordiana 180
pfalzi szakasz 443, 544
Phacoides problematicus 142
Phebopteris münsteri 140
Phillipsia eichwaldi 61, VI. t.
Pholadomya 144, 226, 277
Pholadomya escheri 153
Pholadomya puschi 208, 227, 229
Phylloceras 124, 158, 175
Phylloceras calypso 177
Phylloceras cf. *thetys* 184
Phylloceras infundibulum 158, 172
Phylloceras kudernatschi XXVI. t.
Phylloceras lipoldi 117
Phylloceras perplanum XXIV. t.
Phylloceras semisulcatum 158, 177
Phylloceras silesiacum 125
Phylloceras szabói XXII. t.
Phylloceras tenuistriatum 144
Phylloceras tethys 158, 172
Phylloceras winkleri 158
Phyllopachyceras infundibulum XXXII. t.
piacsenzai emelet 345, 346, XVII. t.
pikermi kifejlődés XVII. t.
pikkely 434, 440, 441, 445, 446, 448, 457, 463, 475, 479, 480, 493, 495, 540
pikkelyes egymásratolódás 447, 469, 471
pikkelyes föltorlódás 457, 465, 466, 469, 486
pikkelyes gyűrt vonulat 544
pikkelyes hegységszerkezet 480
pikkelyes összetorlódás 533, 545
pikkelyes reátolódás 526, 540, 544, 546
pikkelyes szerkezet 434, 465, 477, 480, 536, 539, 540, 542, 543
pikkelyeződés 449, 464, 466, 470, 471, 476, 478, 489, 490, 503, 542, 544, 547
pikkelyrög 447, 450, 466, 469, 470, 481
pikkelyvonulat 459, 491, 539
pilisi egység 457, 459
pilis-nagykovácsi egység 457
Pinna 81, 144
Pinna hungarica XLI. t.
Pinnularia microstauron var. *brebissonii* XLV. t.
Pinus tarnociensis 289, 290
Pinuxylon 290
Pinuxylon albicauloides 290
Pinuxylon lambertoides 290
Pinuxylon tarnociensis 290
Pirenella picta 307
pireneusi mozgások 447, 457, 487, 537
pireneusi szakasz 237, 376, 424, 425
pirit 36
piroxénandezit 326, 374, 382, 390, 391, 392, 394, 395, 397, 402, 404, 405, 407, 411, 413, 414, 415
piroxénandezittufa 390, 404, 411
Pitar incrassata 227
Placites 93
Placites cf. *placodes* 92
Placites myophorus 92
Placites placodes 92
Placochelys VI. t.
Placosmilia multisinuosa XXXV. t., XXXVIII. t.
Placunopsis 99
Placunopsis alta 81
Placunopsis ostracina 99

Plagioptychus aiguilloni 187
Plagiostoma 144
Plagiostoma lineata 99
Plagiostoma obscura 153
plaisanci emelet 346, XVII. t.
Plagiostoma striata 99
Planammatoceras stenomphalum XXII. t.
Planorbis 199, 224, 251, 262, 271, 284, 300, 308, 311, 337
Planularia ariminensis XLVIII. t.
Planularia kubinyii XL. t.
Platanus 258, 308
Platyceras aff. *compressus* 47
Platychilina maior 93
pleisztocén kor 190, 340, 344, 345, 346, 347, 348, 351, 360, 434, 435, 447, 456, 460, 470, 481, 483, 485, 487, 490, 491, 492, 501, 506, 509, 522, 523, 524, 541, XVII. t.
Pleuroceras spinatum 117, 133, 145
Pleuromya 81, 99, 114, 144
Pleuromya infida 81
Pleuromya loeschmanni XVIII. t.
Pleuromya pannonica 142
Pleuromya ventricosa 99
Pleurophyllum (Ufimia) longiseptatum 48
Pleurotoma regularis XLII. t.
Pleurotomaria 153, 160
Plicatula 143, 144, 357
Plicatula acuta 142
Plicatula crucis 142
Plicatula (Harpax) meridionalis 142
Plicatula (Harpax) striatocostata 142
pliensbachi emelet 509, VII. t., VIII. t.
pliocén kor 190, 241, 340, 344, 378, 435, 446, 470, 481, 486, 491, 492, 509, 522, 528, 539, XVII. t.
Pliosaurus 142
Plumeria austriaca 243
plutón 439
plutóni folyamat 438, 439, 543
plutóni mozgás 439
pneumatolitos folyamatok 438
Podocarpoxylon 153, 166, 176
Podocarpoxylon hungaricum 119
polanicai rétegek 326
Polypodiaceae 381
Polypora 47
Polyptichites bidichotomus 172
ponti emelet 340, 342
porfir 438, 443
porfirit 367, 472, 473
porfiroid 438
porfiros aplit 438
Porites crustulum XXXVII. t.
portlandi emelet VIII. t.
Posidonia 71, 74, 127, 128, 138, 145, 355, 357
Posidonia alpina 124
Posidonia alta 72
Posidonia cf. *bronni* 357
Posidonia opalina 148
Posidonia pannonica 72
posidoniás lumasella 511
posidoniás márga 148, VIII. t.
Posidonia wengensis 71, 107, VI. t.
posthumus törés 527
posztmiocén mozgások 446
posztorogén gránit 438
posztorogén magplutón 442
posztorogén szubvulkánosság 544
Potamides 230, 235, XII. t.
Potamides diminutus XLVII. t.
Potamides margaritaceus 226, 228, 230, 231, 234, XLI. t.
Potamides nodosoplicatus 245
Potamides pictus XLVII. t.
Potamides plicatus 226, 228, 231, XLI. t.
Poteriocrinus 47, 61
Praeconia ventricosa 180
prekambrium 436, 442, 443, 497, 528
preorogén 41
priabonai emelet 214, XI. t., XVI. t.
Proarcestes böckhi 72, XIV. t.
Proarcestes subtridentinus 71, 72, 74
Prodinotherium 290, 295
Prodinotherium hungaricum 290
Productus 39
Productus abichi 63
Productus cf. *latissimus* 45
Productus cora var. *lineata* 61
Productus (Dictyoclostus) uralicus IV. t.
Productus (Dictyoclostus) yangtzeensis V. t.
Productus elegans 61
Productus giganteus 39
Productus gratiosus 63
Productus grünewaldti 47, 48, 61, IV. t.
Productus (Linoproductus) cancriniformis 47
Productus (Linoproductus) cf. *lineatus* 47
Productus uralicus 47
Promathildia saxorum 81
Promathildia turritella 142
Proscala 161
Prosodacna vutskitsi 339, XV. t., XVII. t.
Protetragonites quadrisulcatum 149
Protoceratherium albigense 230
Protogrammoceras normannianum 117, 133
Protrachyceras aon 74, VI. t.
Protrachyceras archelaus XIV. t.
Protrachyceras attila robusta XVI. t.
Protrachyceras baconicum XVI. t.
Protrachyceras ladinum XIV. t.
Protrachyceras pseudoarchelaus XIII. t., XIV. t.
Protrachyceras reitzi 71, 72, 367, VI. t. XIV. t.
Pseudomartinia triquetra IV. t.
Pseudomelania 160
Pseudomelania (Oonia) gappi 93
Pseudomonotis 63, 68, VI. t.
Pseudomonotis aurita 65, VI. t., VIII. t.
Pseudomonotis clarai 65, 96, 105, 109, VI. t., VIII. t.

Pseudocidaris clunifera 183
Pseudodiscoides cylindricus 163
Pseudomonotis (Eumorphotis) kasanensis 63
Pseudomonotis inaequicostata 107
Pseudomonotis laczkói 67
Pseudomonotis squamosa VIII. t.
Pseudophillipsia hungarica 63
Pseudorthoceras cyclophorum VI. t.
Pseudostaffella sphaeroidea 48
Psiloceras 116
pszeudoagglomerátum 369, 391
Pteridospaexylon theresiae 140
Ptychites acutus IX. t., XIV. t.
Ptychites angusto-umbilicatus XII. t.
Ptychites arthaberi XII. t.
Ptychites gibbus IX. t.
Ptychites involvens 99
Ptychites flexuosus 71
Ptychophylloceras euphylloides XXVI. t.
Ptychophylloceras ptychoicum 125
Ptychophylloceras semisulcatum 172
puhovi rétegek 360
Purpurina minima 92
Purpuroidea bakonica 76
Purpuroidea excelsior 93
Purpuroidea nassaeformis 93
Purpuroidea taramellii 83
Pustula (Echinoconchus) cf. *fasciata* 47
Pustula (Juresania) juresanensis var. *bükkiana* 47
Pycnodonta cochlear 244
Pygope 136
Pygope aspasia 116, 117, 133, VIII. t.
Pygope bouéi 129, 136
Pygope diphya 125, 129, 134, 136, 149
Pygope diphyoides 158, 177
Pygope janitor 149
Pygope triangulus 136, 158
Pyrene fallax XLIII. t.
Pyrgulifera 166, 512
Pyrgulifera acutispira 166
Pyrgulifera ajkaensis 166
Pyrgulifera cf. *pichleri* 164
Pyrgulifera compressa 166
Pyrgulifera compressa nodulifera 166
Pyrgulifera glabra 164, 166
Pyrgulifera hungarica 198, 199, XXXV. t.
Pyrgulifera inflata 166
Pyrgulifera pichleri 166
Pyrgulifera protarmata 166
pyrguliferás rétegek 167
Pyrula 277

Q

Quasifusulina longissima 48

R

Rába-vonal 497
radioaktív hőleadás 505
Radiolaria 119, 121, 124, 127, 128, 134, 138, 156, 172
radiolarit 124, 125, 126, VIII. t.
Radiolites 162
Radiolites styriacus 162
Radula praecursor 79
raeti emelet 73, 78, 80, 81, 84, 86, 87, 90, 93, 96, 101, 102, 129, 131, 136, 137, 140, 143, 169, 229, 441, 445, 448, 457, 459, 461, 462, 464, 468, 508, 509, 510, 511, 536, III. t., IV. t., VI. t., VIII. t.
raibli dolomit 75
raibli szint 73, 80, 86, 90, 93, 96, 205, 206, 355, 448, 454, 457, II. t., IV. t., VI. t.
ramsaui dolomit VI. t.
ráncolás 527
ráncolódás 469, 482, 490
ráncolódott szövet 438
Ranina reussi XXXIX. t.
Raphistoma aff. *radians* 47
Raphoneis 140
Rauserella 63
rauvakke 34, 66
reátolódás 441, 445, 447, 452, 454, 459, 461, 464, 466, 468, 477, 479, 482, 487, 495, 503, 532, 539, 540, 544
reátolódási ő̈v 474, 477
reátolódásos pikkely 459
redoni szint 343
redő 433, 448, 469, 478, 486, 490, 494, 497, 502, 529, 543
redőáttolódás 459
redőhajlat 466, 489
redőhullámok 487, 540
redőképződés 526
redőpikkely 436, 461, 544
redőpikkelyes szerkezet 468
redővonulat 437, 459, 461, 477, 492, 505, 532
redőzés 471, 501
redőzöttség 466, 502
regeneráció 545
reiflingi kifejlődés 71, 282
reiflingi mészkő VI. t.
Reineckia anceps 154
Reineckia crassicostata XXVII. t.
Reineckia hungarica inacuticostata XXVII.t.
Reineckia lata XXVIII. t.
rekoaro szint 71, 104, 105, VI. t.
rekvieniás mészkő 161, 162, 169, 170, X. t.
Requienia ammonea 161, 162, 185
Requienia lonsdalei 162, 180, XXXIV. t.
Requienia pellati 161
részaránytalan redők 486
reszesszió 453
részgeoszinklinális 543, 545
rétegfölhajlás 502
réteghajlat 493, 500, 541
réteghiány 470
réteghullám 491
rétegismétlődés 459, 468
rétegráncolódás 459

rétegterhelés 490, 493, 495, 521, 541
rétegvastagság térkép 503, 523
rétegvulkáni alakulat 465, 485
Retzia lóczyi XV. t.
Rhabdammina abyssorum 225
Rhabdoceras suessi 93
Rhamnus 211
Rhinoceros 309
Rhizocorallium 68, 81, 107
Rhodope masszívum 529, 533, 547
Rhomboclada delicata 47
Rhyncholites 185, 186, X. t.
Rhynchonella 116, 127, 159, 357
Rhynchonella arolica 154, VIII. t.
Rhynchonella arpadica XV. t.
Rhynchonella cf. *amalthei* 357
Rhynchonella decurtata 71, VI. t., IX. t.
Rhynchonella forticostata 115
Rhynchonella hungarica 115
Rhynchonella lacunosa 156, VIII. t.
Rhynchonella malbosi 184
Rhynchonella matyasovszkyi 115
Rhynchonella moutoniana 158
Rhynchonella multiformis 180
Rhynchonella palmata 115
Rhynchonella plicatissima 115, 127
Rhynchonella tricostata 74
Rhynchonella urkutica 115
Rhynchonellina 124
Rhynchonellina hofmanni 115, 127
riolit 378, 379, 382, 390, 391, 397, 400, 402, 403, 411, 413, 414, 415, 417, 420, 421, 422, 424, 425, 426, XV. t.
riolittufa 263, 264, 266, 282, 284, 287, 288, 292, 293, 297, 298, 302, 308, 309, 326, 329, 334, 377, 378, 379, 380, 381, 382, 390, 396, 400, 401, 403, 404, 406, 407, 410, 411, 415, 417, 418, 420, 421, 422, 424, 425, 426, XIV. t., XV. t., XVII. t.
riolittufit 379
rissi eljegesedés 351
Rissoa 101
Robulus inornatus 227
rodáni szakasz 342, 344, 389, 447, 454, 461, 466, 487, 489, 490, 492, 495, 502, 509, 526, 528, 541
román mozgási szakasz 487, 489, 502, 509, 526, 539
rossfeldi kifejlődés 175
Rostellaria ampla 202
Rostellaria hungarica XLI. t.
Rostrocerithium 161
Rotalia 332
Rotalia beccarii 284, 341, 412
rotaliás, csökkentsósvízi szint XL. t.
rozsdafoltos mészkő 67
rögbillenés 450
rögboltozat 500
röghegység 526
röghegység szerkezet 433, 444, 445, 451, 452, 453, 470, 491, 502, 540
röghullám 433, 437
rögmozgások 449
rögpikkely 436, 446, 451, 454
rögtábla 501
rögtorlódás 437, 449, 457, 487, 539
rögvonulat 453, 454
Rudista 161, 176, 182
rupéli emelet 191, 207, 214, 221, 222, 223, 224, 225, 226, 227, 228, 232, 233, 235, 236, 241, 287, 319, 320, 321, 323, 326, 327, 355, 377, 416, 457, 474, 487, 488, 518, XVI. t.

S

saali gyűrődés 431, 532
Sabalites 164
Sagenopteris rhoifloria 140
sahéli emelet 343
Salix 153, 412
Salpingellina levantina 180
sándorhegyi mészkő 74, 80, 446, VI. t.
Sapindus 211
sasbérc 447, 449, 453, 454, 500, 502, 505, 529
satuelmélet 458
Scala proglobosa XLIII. t.
Schafhäutlia 81
Schafhäutlia astartiformis 74
Schafhäutlia mellingi 74, 99, 107
Schizaeaceae 161
Schizaster 202
Schizaster laubei 243
Schizaster lorioli 207, XLI. t.
Schizobrissus 207
Schizodus pinguis VI. t.
Schizodus wheeleri 47
Schizolepis 58
Schizolepis permensis 53
Schizophora indica 63, V. t.
Schlotheimia boucaultiana 131
Schréteria megastoma 48
Schubertella 46, 354
Schwagerina 63
Scutella vindobonensis 244, 283, XLVII. t.
sejtes dolomit 68, 69, VI. t.
selymes pala 34
Sequoia 262
Sequoioxylon 290
Serpula 244, 304
siklósi pikkely 469, 470
Silicoplacentina 337
Silicoplacenta majzoni LI. t.
Simoceras proteres XXIX. t.
Siphonophyllia 63
slirkifejlődés 234, 242, 243, 249, 281, 298, 308, 327, 379, 392, 396, 398, 401, 404, 411, XIV. t., XV., t.
Solarium simplex XLIII. t.
Solen 277
Solenomya 47
Solenomya bollensis 357

Solenomya doderleini 243
Spatangus 304
Sphaeroceras bullatum 124, 133
Sphaerulites 162
Sphaerulites cf. *angeoides* 187
Sphaerulites cf. *neocomiensis* 162
Spirifer 61
Spirifer (Choristites) jigulensiformis IV. t.
Spirifer (Convelicania) vultur V. t.
Spiriferellina cristata V. t.
Spirifer fasciger 48
Spirifer fritschi 61
Spiriferina 127
Spiriferina alpina 115, 116
Spiriferina angulata 115, 116
Spiriferina brevirostris 115
Spiriferina cristata 63
Spiriferina evanescens 92
Spiriferina fragilis 99, 104
Spiriferina octoplicata 63
Spiriferina pinguis 116
Spirifer zitteli 47
Spiroceras bifurcatum 124
Spiticeras bergeri 171
Spiticeras ducale 171
Spiticeras negreli 171
Spondylus 206, 209
Spondylus buchi 202, 207
Spondylus radula 207, 208
Spondylus rarispina 202
Spondylus striatus 180
Sporopollis 166
stabilis párkány 541
stájer szakasz 300, 384, 401, 406, 424, 425, 427, 445, 447, 457, 466, 470, 477, 481, 485, 487, 489, 496, 502, 509, 518, 542
Stanomellopsis hispanica 129
Stegosaurus 68
Stenosemellopsis hispanica 180
Stephanoceras brodiei 133
Stephanoceras falloti XXIII. t.
Stephanoceras humphriesianum 124, 133, 148, XXIV. t.
Stephanocosmia dolomitica 76, 92, 93
Stichocapsa biceps 107
Stichocapsa bükkiana 107
Stolleyella velebitana 63
Straparollus 47
Streblites tenuilobatus 125, 149
Strenoceras subfurcatum 148
striatás rétegek 202, 203
striatás telep 203
Strombus fortisii 200
Strombus tournouëri XXXVIII. t.
Strophostomella cretacea 164
Styrites collegialis 92
Surirella 140
Surirella costata XLV. t.
süllyedékövek 449
Synciclonema 47
Syndesmia 307
Synedra 140

Sz

Szamos-vonal 545
szarmata emelet 34, 241, 243, 245, 246, 247, 253, 254, 255, 257, 258, 259, 264, 266, 267, 268, 283, 284, 292, 304, 306, 307, 308, 309, 328, 332, 340, 341, 352, 353, 357, 382, 391, 400, 406, 410, 417, 420, 422, 439, 440, 446, 461, 462, 468, 476, 478, 479, 481, 483, 485, 489, 493, 497, 500, 501, 509, 520, 521, 538, 539, XV. t., XVII. t.
szász (szaxoni) szerkezet 545
szávai redők 497, 539
szávai szakasz 425, 426, 457, 476, 477, 479, 480, 486, 487, 504, 537, 539, 544
szaxoni emelet 51, 59, I. t.
szaxoni szerkezet 433, 545
szaxonotip mozgás 487
szegélytörés 438, 454, 475, 504
szeizi alemelet 65, 69, 96, 98, 105, 108, 109, 110, 111, 355, 477, V. t., VI. t.
szeizmikus maximum 493
szeizmikus vizsgálat 494,
szeizmotektonikai térkép 505
szeizmotektonikai vonal 505
szenon emelet 164, 165, 167, 168, 169, 170, 185, 187, 355, 360, 443, 447, 448 476, 478, 479, 480, 500, 512, 536, X. t.
szepességi takaró 471
szeptáriás agyag 208
szericitpala 443, 461
szerkezetalakulás 438, 449, 471, 495, 526, 532, 534, 536, 537, 544, 545
szerkezetalkat 437
szerkezeti egység 456, 465, 471, 477, 540
szerkezeti elemzés 437, 479, 527
szerkezeti jelleg 481, 491
szerkezeti pikkely 440
szerkezeti sebhely 529
szerkezeti szelvény 529
szerkezeti vonal 441, 467 503, 510
szerkezetképződés 434
szerkezettartó tábla 453
szerpentin 109, 373, 493, 544, V. t.
szerpulit 304
szertebillent rögök 452, 458
széthúzódás 446, 447,
szétlazulás 445, 452
szfalerit 36
sziciliai emelet 351
sziderit 477
szienit 442, 461
szigethegység 434, 444, 491, 529, 543
szigetrögök 436, 485
szigettenger 493
szilur időszak 37
szineklízis 89, 170, 445, 448, 449
szinémuri emelet 131, 143, 144, 509, VII. t., VIII. t.
szinepirogén földarabolódás 526
szinepirogén mozgások 436, 448, 495

szinepirogén parteltolódás 482
szingenetikus szerkezeti irány 439
szinklinális 459, 461, 462, 464, 468, 474, 489, 528
szinklinórium 445, 471
szinorogén 41
szinorogén gyűrődés 502
szinorogén kiemelkedés 447
szinorogén magplutón 439, 442
szinorogén mozgás 445, 448, 452, 466, 469, 491, 492, 494, 495, 526, 541
szinorogén süllyedék 442
szinorogén süllyedés 502
szinorogén szubvulkánosság 544
szinorogén törés 481
szintezési alappont 506
szintváltozás 506
szlovákiai karszt 471, 477, 478, 510
szoliflukció 497
szparnakumi emelet 200, XI. t.
sztampium 235, 237
sztenohalin 99
sztenoterm 73
szubhercini mozgási szakasz 445, 447, 453, 470, 512
szubtátrikus fácies 545
szudétai gyűrődés 34, 436, 438, 439, 443, 532

T

szuperkrusztális mozgás 468
tábla 448, 459
táblás földarabolás 487
Tacheocampylaea XVII. t.
Tacheocampylaea doderleini 308
Taeniopteris stenoneura 140
Taeniopteris tenuinervis 140
takaró 436, 444, 468, 507, 527, 545, 546 547
takaróelmélet 527, 528, 545
takarós hegység 546
takarós hegységkeret 527
takarós szerkezet 479, 526, 527, 528, 539
talajfolyás 487, 524
tanéti emelet 194, 200, XI. t.
tangenciális erők 446
tangenciális mozgás 527
Tapes 246, 253
Tapes gregaria 245, L. t.
tardi szint 221, 222, 223, 322
tarkaagyag 194, 195, 197, 205, 210, 215, 216, 230, 261, 320, 322, XI. t., XII.t.
Tatridák 438
Taxodioxylon gypsaceum 251, 263
Taxodioxylon sequoiadendri 308
Taxodioxylon taxodii 251, 263
Taxodium 296
Tectus 161
teknő 459, 464, 474, 480, 489, 490, 491, 493, 526
tektogenezis 433
tektogén folyamat 485
tektohistoria 433
tektonika 433, 436, 492
tektonikai diszkordancia 438, 441, 501
tektonikai egység 434, 446, 479, 539, 540
tektonikai igénybevétel 476, 477
települt boltozat 500
Tellina 226, 277, 288
Tellina ottnangensis 243
Teloceras blagdeni 148
tengerfenék-mozgások 446
tengermenti lápok 511
tenkesi pikkely 469
terasz 485, 524
térdráncos lehajlás 436, 469
Terebella hofmanni 180
Terebra neglecta XLIII. t.
Terebratula 115, 116, 124, 127, 159, 162, 177
Terebratula aubersonensis 184
Terebratula baconica 115
Terebratula bilimeki 136
Terebratula erbaensis 133
Terebratula foetterlei 115
Terebratula gregariaeformis 80
Terebratula nimbata 115
Terebratula ovatissimaeformis 115
Terebratula piccinii 117
Terebratula piriformis 74
Terebratula punctata 114
Terebratula salevensis 184
Terebratulina striatula 180
Teredo 218, 295, 297
Terquemia 81
terrarossza 510
térrövidülés 477
térszínalakító folyamatok 447, 488
térszűkülés 458
Testudo 309
Testudo strandi 302
Tetractinella trigonella 69, 71, 99, 104, 110 IX. t.
Tetragonites duvalianum 177
Tetrataxis 354
Textularia 128, 160, 161
Textularia carinata 225
Thamnastraea frechi baconica XVII. t.
Thaumatopteris brauni 102
Thaumatopteris münsteri 140
Thecamoeba 337
Thecidea tetragona 180
Theodoxus 337
Thinnfeldia rhomboidalis 140
Thisbites glaseri 92
Thurmannia austrosilesiacus 177
Thurmannia boissieri 171
thüringiai emelet 59, I. t.
Thürmanniceras thürmanni XXXIII. t.
Ticinella roberti 170, 185
Tilia 153
Tintinnoidea 171
Tintinnopsella cadischiana 129, 180

Tintinnopsella carpathica 129, 149, 171, 180, 184, 369, 370
Tintinnopsella longa 180
Tinnyea 310
Tirolites 68
Tirolites cassianus 67, 107, VI. t.
tiroliteszes márga 67
tirréni emelet 351
Tisia 20, 190, 492, 524, 527, 528, 546
titon emelet 125, 126, 127, 128, 129, 138, 149, 158, 159, 168, 169, 170, 171, 177, 179, 182, 248, 356, 361, 362, 368, 369, 452, 454, 462, 463, 464, 500, 503, 509, 510, 512, VII. t., VIII. t., X. t.
Tivelina pseudopetersi 200, XXXV. t.
Tmaegoceras lacordairei 131
Tmetoceras scissus XXII. t.
toarci emelet 133, 145, 509, VII. t., VIII. t.
Todites rösserti 140
tóri rétegek 73, VI. t.
torlódás 448, 458, 468, 478, 482, 489, 495, 503
tortonai emelet 34, 125, 241, 243, 244, 245, 249, 250, 251, 252, 253, 256, 257, 258, 259, 261, 264, 266, 267, 273, 276, 282, 283, 284, 289, 300, 302, 311, 319, 324, 327, 328, 329, 333, 343, 352, 353, 357, 382, 390, 391, 395, 401, 402, 406, 417, 419, 461, 466, 476, 485, 490, 493, 499, 500, 509, 520, 538, 543, XIII. t., XIV. t., XV. t., XVII. t.
Torynocrinus granulatus 183
Toucasia carinata 161
Toucasia lonsdalei 370
Toucasia transversa 161
tömb 436, 443, 524, 528
tömbszelvény 501
tönkfelület 441, 453, 481, 521
tönkhegység 436, 437, 440, 541
tönkösödés 31, 482
törés 432, 433, 437, 441, 445, 447, 452, 454, 456, 457, 458, 462, 463, 465, 466, 469, 475, 477, 479, 482, 483, 484, 489, 490, 491, 492, 494, 495, 496, 497, 500, 502, 504, 525, 529, 535, 540, 541
töréses földarabolódás 437
töréses gyűrthegység 526, 536, 539
töréses leszakadás 538
töréses öv 490
töréses—pikkelyes szerkezet 445, 459, 461, 469, 490, 532, 542
töréses röghegység 433, 449, 452, 526
töréses szerkezet 445, 446, 447, 465, 500, 536
törvegyűrt szerkezet 432, 445, 468, 479, 527, 542
trachidolerit 40, 180, 182, 183, 185, 357, 368, 369, 370, 371, 372, 373, 374, 459, 462, 463, 464, 466, 468, 499, X. t.
trachidolerittufa 180, 369, 370
trachit 425
trachitbreccia 420
trachittufa 420
Trachycardium multicostatum 286
Trachyceras aon 74, IV. t., VI. t., XII. t.
Trachyceras aonoides 91, 92, 96, IV. t., VI. t.
Trachyceras archelaus 72
Trachyceras austriacum 74, VI. t., XVII. t.
Trachyceras longobardicum XIII. t.
Trachydomia wheeleri 61, IV. t.
Trachypatagus hantkeni 207
Trapezium compressa 142
Tretospira carinata 142
Tretospira subangulata 142
Triasina 86, 87
Triasina hantkeni 84, 87
triász időszak 63, 64, 89, 105, 112, 114, 127, 129, 136, 137, 139, 164, 167, 175, 187, 193, 195, 210, 215, 230, 248, 353, 355, 356, 360, 361, 367, 434, 447, 451, 459, 464, 470, 479, 488, 493, 500, 507, 511, 525, 528, 533, 536, 541, 543, 545, V. t., VI. t., X. t., XI. t.
triaszinás mészkő 80, 87
Triceratium condecorum XLV. t.
tridentinuszos mészkő 71, 73, 446
Trigonia 160
Trigonia mattyasovszkyi 180
Trigonodus 143, VI. t.
Trigonodus sandbergeri 101
Trigonodus vizeri 142
trigonoduszos mészkő 462
Trilophodon praetipica 290
Triptychia 273, 308
Triticites 63
Trochammina 357
Trochus 116, 117, 307
Trochus pictus 245, XLIX. t.
Trochus podolicus XLIX. t.
Tropites subbullatus 92, IV. t., VI. t.
Tubulostium spirulaeum 202, 205
Tudicla rusticola XLVI. t.
Tulotoma böckhi XVII. t.
Turbo rectecostatus 67, 107, 108, 109, VI. t., VIII. t.
turmalin 36
turoni emelet 163, 166, 167, 168, 170, 185, 188, 448, 512, X. t.
Turrilites 162, 163
Turrilites bergeri 163
Turrilites puzosianus 163
turriliteszes agyagmárga 163, 165, X. t.
Turritella 226, 235, XIV. t.
Turritella beyrichi 226
Turritella sandbergeri 229, XLII. t.
Turritella saxorum 93
Turritella tokodensis 200, XXXV. t.
tűzálló agyag 145, 196, 216, 217, 218, 219, 230, XII. t.
tűzkő 124, 125, 134, 137, 138, 175, 176
Tympanotonus 161
Tympanotonus calcaratus 200, XXXVI. t.
Tympanotonus hantkeni 199, 200, XXXV. t.
Tympanotonus hungaricus 200

U, Ú

Újeurópa 432
újkimmériai mozgások 445, 447, 448, 465, 469, 509
újkimmériai szakasz 125, 169, 371
újpaleozóikum 31, 475, 510, 524, 527, 529, 530, 531, 533
újraéledt régi törés 526
újratelepülés 453
újstájer mozgási szakasz 391, 447, 485, 489, 538
Ullmannia geinitzi 53
Ullmannites 53, 57
Ullmannites geinitzi 53
Ullmannites rhodeanus 50, 52, 53
Umbellifera 153
unduláció 490
Unio 235, 243, 248, 249, 346, XII. t.
Unio cretaceus 166
Unio inaequiradiatus 231
Unio wetzleri 271, 285, 339, 345, 346, 388, XV. t., XVII. t., LI. t.
upponyi reátolódási öv 474
urali emelet 46, 47, 48
urán 56, 361, 442, 510
urgoni kifejlődés 161, 162, 176
utómagmás hatás 477
utóvulkánosság 489

Ü, Ű

üledékásványtan 510
üledékciklus 508, 510, 511
üledékföldtan 529
üledékgyűjtő 433, 438, 492, 499, 502, 506, 518, 526, 534, 535, 541, 546
üledékhiány 469, 508, 510, 523, 534
üledékvastagságitérkép 496

V

valangini emelet 158, 170, 171, 172, 175, 177, 180, 182, 186, 368, 369, 370, 462, 464, 465, 466, 509
Valenciennius 255
vallesi tagozat XVII. t.
Valletia 186
váltós hasadék 445
Valvatella oligocaenica 208
varisztid alépítmény 437, 447, 471, 508, 524, 525, 527, 532, 533, 534, 541, 545, 546
Varisztida - öv 442, 532, 534
varisztid gyűrődés 434, 436, 437, 440, 442, 544
varisztid hegységképződés 39, 41, 79, 439, 442
varisztid keret 438
varisztid mozgás 436, 437, 439, 444, 458, 495, 535
varisztid orogén 437, 439, 529, 534, 547
varisztid szerkezet 434, 436, 443
varisztid szerkezeti irány 439, 441, 445, 457, 497, 499, 503
varisztid tömeg 468, 475, 481, 506, 507, 518
varisztikum 33, 479, 532, 533, 535, 536, 539, 541, 545, 546
Velates schmideli 199, 200, 202, XXXVI. t.
velemi kifejlődés 436
velemi sorozat 33
Velence—balatonmenti kristályos vonulat 437, 479, 532, 533
Velopecten albertii 98, 99
Velopecten reticulatus 99
vengeni pala 461
vengeni szint 71, 72, 73, 74, 75, 101, 102 355, VI. t.
Venus 304
Veporidák 438
Vepor masszívum 527, 541
verfeni emelet 59, 60, 65, 68, 75, 96, 98, 101, 105, 108, 109, 110, 444, 448, 452, 461, 462, 465, 468, 477, 478, 494, 509, 542, V. t., VI. t.
Vermiporella velebitana 63
verrukano kifejlődés 51, 57, 58
vertikális tektogenezis 526
vetődés 446, 447, 449, 453, 454, 457, 458, 466, 479, 482, 483, 485, 487, 488, 491, 500, 501, 502, 524, 539
villafrankai emelet 346, 351, 409, XVII. t.
villányi pikkely 469, 491
virgáció 528
Viviparus 199, 235, XVII. t.
Viviparus bifarcinatus 346
vízalatti üledékcsúszás 494
vízalatti üledékeltávolítás 452
vízéi alemelet 39, 45, 354, 532
vízszintes egymásratolódás 477
Vola 161, 162
volhiniai alemelet 342, 343, 521, XVII. t.
Voltzia böckhiana 53
Voltzia hungarica 53
Voltzites böckhiana 53
Voltzites hungarica 53
Volutilithes affinis XLI. t.
Volutilithes rarispina 229, XLII. t., XLIII. t.
vörösagyag 347, 348
vörösfekvő 59
vöröshomokkő 38, 50, 51, 57, 60, 65, 98 I. t., VI. t.
vrakoni szint 163
vulkanit 480
vulkáni utóműködés 440, 489, 520
vulkánosság 518, 520, 522, 528, 532, 535, 536, 537, 540, 542, 544, 545

W

Waagenia hybonota 125
Waagenophyllum 63
Waagenophyllum columbicum 63
Waagenophyllum indicum 63
Waagenophyllum mongoliense 63
Walchia pinniformis 53, 58
Waldheimia 116, 127, 159, 177
Waldheimia angusta 71
Waldheimia angustaeformis 71
Waldheimia herendica 115
Waldheimia linguata 115
Waldheimia mutabilis 114
Waldheimia partschi 115
Waldheimia stachei 92, XV. t.
Waldheimia tamarindus 180
wettersteini mészkő 478, VI. t.
Worthenia 83
Worthenia contabulata 93
Worthenia escheri 76, 81, 84, XVIII. t.
Worthenia lóczyi XI. t.
Worthenia ornata 93
Worthenia solitaria IV. t., VI. t.
Worthenia subgranulata 81
würmi eljegesedés 350, 351

Z

Zamites 140
Zamites distans 102
zátonyképződmény 513
zavargásos öv 442, 489, 497
zechstein tagozat 63, 109
Zetoceras zetes 117, 133, XXI. t.
zirci rétegek 157, 162
zöldagyag 84, 86, 87, 90
zöldkő 494
zöldkőpala 435, 442
Zygopleura 81
Zygopleura hybrida 81

FÖLDRAJZI NEVEK JEGYZÉKE

A

Abaliget 462
Abod 312, 548
Acsa 300, 307
Ágasvár 402
Aggtelek 109, 112, 234, 544
Aggteleki vonulat 64
Ajka 159, 162, 166, 167, 168, 192, 202, 258, 270, 445, 447, 512
Akali 268, 446
Alcsút 326
Alföld 191, 210, 211, 477, 492, 497, 499, 502, 503, 504, 511, 513, 514, 516, 518, 520, 523, 525, 528, 529, 533, 538, 539, 542, 545, 546, 547, 548, 549, XV. t.
Almádi 364
Alpidák 20
Alpok 436, 527, 529, 532, 543, 546
Alsódörgicse 446
Alsógalla 451, 455
Alsóhámor 472
Alsóőrs 35, 37, 354
Alsópetény 218, 322
Andráshida 355
Anina 511
Antóniahegy 439
Apc 302
Appenninek 212
Apuseni Mte 19, 529, 543, 545
Arács 77
Arad 504
Aszód 486
Aszófő 50

B

Babócsa 498
Bacherhegység 498, 527, 542
Badacsony 270, 386, 388
Badacsonytomaj 37, 50
Baglyashegy 452
Báhony 496
Baj 273
Baja 330, 361, 504, 506
Bajkáltó 166
Bajna 84, 199, 453
Bajót 84, 129, 137, 199
Bakóca 262
Bakonya 53, 55, 56, 60
Bakonybél 159, 164, 192, 200
Bakonygyepes 260
Bakonyhegység 114, 157, 188, 200, 256, 276, 356, 366, 375, 379, 382, 437, 444, 445, 448, 453, 455, 459, 479, 482, 484, 493, 494, 496, 497, 498, 508, 510, 511, 512, 527, 535, 536, 537, 538, 539, 544, VIII. t., XV. t.
Bakonykoppány 80
Bakonynána 159, 162
Bakonyoszlop 193, 197
Bakonyszentlászló 192
Balassagyarmat 234, 235, 286, 288, 518, XIV. t., XV. t.
Balaton 32, 34, 50
Balatonalmádi 77
Balatonboglár 353, 438, 439
Balatonbozsok 38, 353, 438
Balatonfelvidék 28, 37, 49, 52, 65, 103, 210, 363, 384, 442, 444, 445, 447, 452, 456, 457, 459, 497, 547, 548
Balatonföldvár 353, 438, 439, 498, 533
Balatonfüred 50, 445, 548
Balatonhenye 77
Balatonhídvég 438, 439
Balatonkenese 269
Balatonmenti vonulat 438, 445, 446, 447, 448, 539
Balatonudvari 69, 268
Balkánhegység 534
Balmazújváros 501
Baltavár XVII. t.
Bán 491
Bánáti hegység 529, 534
Bánd 258, 260, 382
Bánfalva 308
Bánhida 170, 178, 451, 452, 453
Bánhorváti 308, 412
Báni hegység 548

Bánk 218
Bántapolcsány 46, 187, 476, 479
Bánta puszta 257, 259
Bánvölgy 46, 297
Baranyai Szigethegység 19, 20, 39, 64
Baranyaszék 249, 250, 489, XIII. t.
Bárna 408, 409
Barnag 77
Báta 361, 503, 543
Bátapáti 39
Bátaszék 440, 468
Bátor 471
Battina 491
Battonya 354, 500, 504, 513, 543
Bécsi medence 342, 343, 526, 539
Becske 242, 288, 300, XIV. t., XV. t.
Békés 501
Békéscsaba 500
Bekölce 289
Belgrád 533
Béli hegység 543
Belsőkárpáti medencék 19
Bér 310
Beremend 187, 470
Berni Alpok 526
Bertalanhegy 461
Berzsekhegy 455
Bia 227, 273, 283
Bicske 83, 229, 320, 355, 449
Bicskei medence 449, 452
Biharhegység 19, 362, 443, 504, 508, 533, 534, 542, 543
Biharnagybajom 330, 362, 421, 500, 502, 531, 533, 534
Boda 53, 56
Bodajk 231, 273, XII. t., XV. t.
Bodvarákó 373
Bódvavölgy 64
Bódvavölgyi vonulat 443, 507
Bogács 308, 418, 419
Boglár 388
Bokod 89, 170, 449, 451, 452
Boll 145
Borsod—gömöri karszt 444
Borsosberénke 307
Borzavár 158
Bosznia 533
Bozsok 435
Börzsönyhegység 28, 234, 274, 275, 283, 286, 296, 298, 300, 301, 307, 310, 378, 382, 390, 392, 393, 395, 397, 400, 412, 426, 436, 485, 498, 541, 544, XII. t., XIV. t., XV. t., XVII. t.
Brennberg 247, 249, 297, 481
Budafa 102, 328, 332, 419, 497
Budafok 227, 258, 273, 274, 275, 276, 277, 282, 283, 300, XIV. t.
Budai hegység 22, 28, 89, 96, 137, 192, 203, 204, 214, 215, 221, 222, 223, 225, 226, 228, 233, 235, 237, 240, 273, 274, 276, 277, 284, 285, 319, 322, 350, 356, 361, 374, 377, 379, 390, 391, 400, 416, 433, 445, 452, 454, 456, 457, 458, 459, 483, 484, 485, 498, 506, 508, 509, 510, 512, 514, 516, 518, 537, XI. t., XV. t.
Budakalász 208, 226, 227, 375
Budakeszi 204, 375, 457
Budaörs 206
Budapest 204, 214, 215, 224, 233, 258, 275, 288, 296, 309, 320, 323, 326, 361, 375, 416, 422, 486, 506, 514, 524, XII. t., XIV. t., XVII. t.
Budapest-Kőbánya 273
Budapest-Rákos 282, 283, 284, 391, 406
Buda—Pilis hegységcsoport 444
Buda—Pilis vonulat 81
Bugyi 95, 321, 323, 326, 353, 358, 360, 361, 416, 422, 499, 500, 502, 504, 505, 530, 533
Bujak 307, 310
Buzsák 191, 319, 328, 329, 332, 333, 334, 355, 422, 442, 494, 497, 498, 503, 507, 514, 533, 534, 542
Bük 328, 338, 496
Bükk-fennsík 474
Bükkhegység 19, 43, 46, 48, 49, 60, 64, 105, 157, 187, 191, 192, 204, 209, 213, 233, 236, 274, 286, 287, 300, 301, 306, 308, 309, 311, 312, 319, 320, 321, 323, 326, 327, 354, 361, 366, 367, 372, 378, 400, 402, 407, 410, 413, 442, 444, 471, 478, 480, 488, 509, 514, 525, 527, 532, 535, 540, 541, 544, XI. t., XII. t., XV. t., XVI. t.
Bükkösd 57, 60, 98, 256, 262, 462
Bükkszék 224, 293, 321, 323, 377, 471, 474, 475, 476, 477, 487, 499, 503, 539, 541
Bükkzsérc 210

C

Cák 435
Cegléd 506
Celldömölk 496
Cikó 461
Cinkota 276, 281, 285, 320, 321, 323, 326, 358, 361, 500, XIV. t.

CS

Csabrendek 259, 447
Csákánykő 403
Csákberény 81, 192, 199, 230, 445, XII. t.
Csákhegy 394, 395
Csákvár 52, 81, 355, 448 VI. t., XVII. t.
Csallóköz 19, 498
Csárdahegy 115, 120, 193
Csarnóta 345, 470
Császta 463
Csehbánya 259
Cseh masszívum 511
Csepel 285, 498

Cserépfalu 411, 418, 420
Cserépváralja 419, 476
Cserháthaláp 401
Cserháthegység 191, 204, 209, 214, 233, 258, 274, 275, 283, 286, 293, 300, 301, 306, 323, 366, 378, 395, 397, 426, 485, 499, 524, XI. t., XII. t., XIV. t., XV. t., XVII. t.
Cserkút 53, 58, 462, 465
Csernye 113, 117, 123, 127, 192, 205
Csetény 259
Csév 90, 93, 235, 458
Csikéria 500, 503
Csillaghegy 204, 206
Csingervölgy 445
Csobánc 386
Csobánka 280, 391
Csódihegy 391, 395, XII. t.
Csokva 476
Csomád 275, 281, 326, XIV. t.
Csopak 50, 77
Csór 38, 69, 445
Csót 80
Csömör 275, 282, 285
Csörög 398
Csővár 95, 209, 222, 234, 458, 485, 486, 510, 513, 546

D

Dad 89, 231, 449, 451
Darnóhegy 372, 471
Debrecen 323, 327, 333, 334, 360, 418, 421, 422, 471, 500, 503, 506, 510, 516, 533
Dédes 47, 61
Dédestapolcsány 308
Délbaranyai Szigethegység 469, 525
Déli Alpok 51, 80, 86, 136, 528, 533, 534, 542, 543, 544, 545, 546
Déli Bakony 65, 77, 78, 80, 114, 115, 157, 158, 159, 161, 164, 165, 167, 168, 192, 384, 445, 446, 447, 448, XI. t.
Déli Bihar 543
Déli Kárpátok 504, 534
Délmagyarország 534
Deménd 411
Demjén 287, 325, 329, 356, 377, 418, 419
Derecske 192, 209
Devecser 258, 259, 260, 266, 267, 268
Dinári Alpok (Dinaridák) 19, 63, 102, 464, 465, 508, 527, 528, 529, 534, 541, 543, 546, 547
Dinnyeberki 43, 366
Diósd 285, XVII. t.
Diósgyőr 210
Diósjenő 234, 275, 282, 286, 300, 392, 518
Dióskál 319, 514
Diszel 76
Disznósd 236
Disznóshorvát 297
Dobogó 371
Dobogókő 391
Dobsina 507
Dorog 84, 89, 96, 137, 192, 195, 229, 235, 356, 375, 458, 549
Dömös 301
Dövény 293
Dubicsány 293, 297, 401, 412, 418
Dudar 80, 194, 195, 199, 200, 205
Dunaalmás 483
Dunaharaszti 506
Dunakeszi 282
Dunántúl 23, XV. t.
Dunántúli dombvidék 22
Dunántúli Magyar Középhegység 64, 191, 192, 228, 247, 436, 437, 441, 444, 447, 450, 453, 456, 457, 459, 464, 465, 468, 471, 479, 482, 487, 494, 495, 496, 497, 506, 508, 509, 510, 511, 512, 525, 532, 535, 536, 539, 541
Duna—Tisza köze 499, 500, 503, 524, 533
Dunazughegység 374, 378, 390, 391, 392, 402, 426, 485, 516, 528

E, É

Ebszőny 199
Ederics 77
Eger 210, 224, 233, 236, 286, 288, 296, 308, 323, 325, 326, 329, 377, 417, 418, 500, 505, 516, 518, 537, XIV. t., XV. t.
Egerbakta 308
Egercsehi 234, 236, 287, 300, 301, 308, 410
Egerszalók 419
Egyházasfüzes 33
Egyházbér 489, XIII. t.
Emőd 334, 420
Eplény 115, 118, 193, 512
Epöl 84
Érd 285
Erdélyi Érchegység 504, 543, 544
Erdélyi Középhegység, 19, 504
Erdélyi medence 458, 529
Erdőbénye 309
Érsekújvár 496
Északi Alpok 80, 86, 136, 511, 528
Északi Bakony 78, 80, 115, 117, 158, 159, 161, 163, 164, 165, 167, 168, 192, 213, 231, 320, 445, 446, 448, 456, 457, 459, 512, XI. t., XII. t.
Északkeleti Kárpátok 543
Északnyugati Kárpátok 471, 504
Eszék 504
Esztergom 138, 192, 194, 201, 203, 206, 219, 228, 229, 231, 240, 274, 391, 457, 458, XI. t.

F

Farkasgyepü 257, 259
Fazekasboda 251, 252, 361, 370, 442, 490
Fehérkő 401
Fehértemplom 504

Fehérvárcsurgó 159, 192, 193, 205, 375, 416, XII. t.
Feked 251, 490, XIII. t.
Felsőcéce 414
Felsőgalla 83, 450, 451, 455, 484
Felsőőrs 77
Felsőregmec 44, 49, 443, 534
Felsőtárkány 309
Fenyőfő 193, 197
Fertőszentmiklós 328
Fidzsi szigetek 166
Fót 276, 281, XV. t.
Frank Jura 140
Fruska Gora 529
Furta 500
Füle 37

G

Galgagyörk 307, 311
Galgóc 297
Galvács 312
Galya 402
Gánt 81, 192, 193, 199, 450, 451, 452, 483, 484
Gardena 51
Gécsihegy 35, 36, 364
Gellérthegy 452, 458
Gemeridák 38, 63, 108, 111, 364
Gerecsehegység 81, 83, 86, 92, 96, 114, 129, 169, 170, 172, 177, 179, 188, 192, 194, 203, 204, 229, 273, 274, 326, 350, 375, 444, 448, 451, 452, 453, 454, 456, 458, 459, 482, 483, 484, 496, 508, 509, 510, 512, 513, 535, 536, 537, 548, VIII. t., XI. t., XII. t., XV. t.
Geresd 251, 382, 390, XIII. t.
Geszt 306
Gesztes 273
Gibárt 414
Gilau 543
Godisa 462
Gombáspuszta 449
Göd 234, XII. t., XIV. t.
Gödöllő 210, 326, 334, 355, 361, 416, 544, XVII. t.
Gömör—tornai karszt 471, 480, 514
Görcsöny 43, 353
Görgeteg 339, 493, 498, 533
Görömböly 311
Grác 498, 507
Gráci medence 498, 507, 542
Gráci öböl 19
Gùta 496
Guttamási 270

Gy

Gyalán 56
Gyalui hegység 543, 545
Gyermely 83, 203
Gyód 43
Gyöngyös 406, 500, 506, 516, 544
Gyöngyösoroszi 306, 405, 406
Gyöngyöspata 301, 302, 305, 405
Gyöngyössolymos 407
Győr 436, 493, 496, 506
Györe 461, 468, 469
Györketető 403
Gyulakeszi 69, 76
Gyüd 154
Gyűrűfű 366

H

Hahót 319, 332, 355, 377, 493, 494
Hajdúböszörmény 330, 418, 421, 426
Hajdúszoboszló 334, 353, 356, 360, 362, 421, 422, 503, 505, 533
Haláp 293
Halimba 159, 164, 192, 194, 198, 199, 205, 322, 357, 375, 376, 416, 447
Hámor 475
Hannersdorf 33
Hargita 351
Hármashatárhegy 433, 456
Harsányhegy 19, 105, 156, 157, 185, 188, 192, 344, 361, VIII. t.
Hasznos 304, 306, 310
Hatvan XVII. t.
Hegyes Drócsa 543, 544
Hegyeshegy 401
Hercegszabar 255
Héreg 230, 235, 326, 455
Herend 257, 259, 260, 263
Hernádbükk 414
Hetvehely 98, 366
Hidas 249, 250, 251, 253, 255, 258, 304, 404, 460, 467, XIII. t.
Hidegkúti medence 457
Hird 382
Hosszúhetény 248, 249, 250, 462, 463

I

Igal 256, 327, 328, 360, 418, 419, 442, 493, 533, 542
Inke 327, 328, 332, 355, 358, 360, 373, 493, 533, 542
Inota 38
Ipolytarnóc 234, 258, 292
Istenmezeje 235, 236, XII. t.
Iszkahegy 69, 445
Iszkaszentgyörgy 69, 159, 193, 194, 201, 375, 416, 450, 452, 484
Ivanscica 528
Izamajor 264
Izsák 360, 500, 503, 510, 533, 542

J

Jakabhegy 55, 460, 462
Jászberény 334, 356, 360, 500, 503, 504, 544
Jobbágyi 304
Jósvafő 478

K

Kaba 360, 421
Kabhegy 386,38 9
Kács 411
Kálváriadomb 128, 170, 177
Kamaraerdő 283
Kapberek 127
Kapolcs 271
Kaposvár 43, 493, 494, 497, 533
Káptalantóti 46
Karád 46, 191, 256, 329, 332, 354, 355, 418, 442, 482, 497, 498, 507, 530, 534, 542
Karancs 402, 406, 407
Karancsság 234
Kárász 463
Karavankák 354
Karcag 422
Karni Alpok 34, 48, 63, 354, 507, 534
Kárpátmedence 19
Kárpátok 63, 436, 443, 474, 475, 492, 507, 524, 525, 526, 527, 528, 529, 541, 543, 544, 546
Káváshegy 127
Kazár 288
Kecskéd 451
Kecskekő 455
Kecskemét 354, 503, 505, 506
Kékes 402, 403
Kelemér 236, 412
Keleti Alpok 32, 34, 39, 58, 122, 354, 434, 441, 464, 479, 481, 508, 510, 532, 533, 542, 545, 546
Keleti Kárpátok 504
Kerettye 332
Keselőhegy 455
Keszi 43
Keszthely 77, 269
Keszthelyi hegység 75, 76, 77, 78, 384
Kesztölc 84, 93, 235
Kilimán 355, 373, 494
Királd 236, 287, 297, 401, 411, 488
Királyerdő 534, 543
Királyrét 395
Királyszentistván 69
Kirchfidisch 33
Kirva 83
Kisalföld 19, 34, 211, 436, 444, 481, 493, 495, 497, 498, 506, 508, 513, 522, 523, 536, 538, 541, 544
Kisberzsekhegy 455
Kiseged 233
Kisgyón 200
Kisgyőr 210, 411
Kisbajmás 251
Kisharsány 470
Kisibafa 256
Kisinóc 486
Kiskárpátok 436
Kiskőrös 357, 361, 362, 501, 503, 511, 530, 533, 542, 543
Kisláng XVII. t.
Kislőd 447
Kismarja 353, 362
Kisterenye 292
Kistótfalu 470
Kisújbánya 462, 463, 468
Kisújfalu 496
Kisújszállás 516
Kisvaszar 251, 253, 490, XIII. t.
Kodru Moma 543
Kolontár 258, 266
Komárom 496, 506
Komló 102, 143, 249, 250, 262, 379, 382, 462, 463, 464, 465, 466, 467, 549, XIII. t.
Komlóska 414
Kósd 192, 204, 209, 210, 320, 321
Kozárd 301
Kőbánya 284, 309
Kőhányáspuszta 230
Kömlőd 451
Környe 179, 273, 449, 451, 452, XV. t.
Körösszegapáti 330, 353, 362, 422, 500, 504, 533, 534
Köröstarcsa 506
Kőszeg 32, 34, 44, 353, 434, 435, 436, 441, 481, 493, 496, 498, 507, 532, 533, 536
Kőszegi hegység 19, 33, 436
Kőszeg—soproni hegység 493, 496, 498, 507
Köszörükőbánya 175, 176
Kővágószöllős 53, 56, 60
Kövesd 371, 470
Középtenger 20
Központi Kárpátok 436, 438
Kulcs 334, 422, 499
Kulcsár 413, 414
Kurd 256, 327, 542
Kurittyán 293, 297, 401, 410, 418

L

Lábatlan 129, 175, 195, 198, 199, 274, 375, 483
Lahócahegy 404
Lajtahegység 19, 32, 242
Lámpási völgy 461
Leányfalu 234, XII. t., XIV. t.
Leányvár 84, 90
Lengyel Középhegység 439
Lesenczefalu 77
Lillafüred 372, 457
Liptód 255
Lispe 493
Litér 456, 457, 549
Litke 300
Lócz 398
Lókút 117, 125, 127, 158, 179, X. t.
Losonc 438
Lovas 35, 37, 38, 46, 65, 354, 438, 442
Lovasberény 191, 320, 375, 376, 416, 440
Lovászhetény 441, 442
Lovászi 327, 328, 329, 333, 418, 419, 422, 497, XV. t.
Lucenec 438

M

Madaras 330, 353, 357, 360, 361, 500, 503, 511, 513, 530, 533, 543
Magas Tauern 34
Magyaralmás 193
Magyaregregy 143, 150, 248, 249, 250, 368, 459, 463, 464, 466, 468, 489, XIII. t.
Magyarhertelend 256, 489
Magyar Középhegység 19, 20, 32, 34, 459, 471, 502, 508, 510, 512, 513, 524, 526, 527, 536, 539, 542, 544
Magyar medence 438, 492, 501, 506, 525, 526, 527, 537, 541
Magyaróvár 350
Magyarpolány 192
Magyarszentmiklós 332
Málé 236
Malomvölgy 72
Mályinka 61
Mánfa 462
Mány 229, 326
Márévár 462
Márévári völgy 459, 463
Márfa 470
Máriagyüd 470
Máriakéménd 255
Máriaremete 92, 93
Márkó 258
Martonyi 477
Mátraderecske XII. t.
Mátrahegység 19, 22, 28, 191, 192, 204, 209, 233, 258, 274, 283, 286, 296, 300, 304, 306, 307, 310, 314, 319, 321, 323, 327, 354, 366, 378, 400, 401, 402, 404, 405, 426, 436, 438, 485, 486, 487, 499, 522, 524, 528, 539, 544, XI. t., XII. t., XIV. t., XV. t., XVII. t.
Mátraszele 288
Mátraszőlős 404
Mátyásföld 282, 358, 361, 500
Mátyáshegy 91, 456
Máza 462, 464
Mecsekfalu 253
Mecsekhegység 19, 22, 32, 39, 49, 52, 64, 96, 113, 139, 157, 180, 182, 185, 188, 247, 276, 353, 361, 362, 366, 368, 379, 382, 404, 434, 440, 441, 444, 459, 460, 461, 462, 463, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 470, 479, 480, 481, 489, 493, 494, 495, 497, 498, 500, 501, 503, 505, 508, 510, 511, 525, 526, 527, 532, 533, 534, 535, 536, 538, 539, 540, 542, 543, 544, VIII. t., XIII. t., XV. t.
Mecsekjánosi 251, 252, XIII. t.
Mecseknádasd 462, 466, 502
Mecsekszabolcs 248, 250, 251, 253, 368, 466, 469, 490, XIII. t.
Medves 409
Megyefa 58
Megyehegy 75
Meleghegy 35, 364, 439
Melegmány 370
Mencshely 69, 77, 446
Meszestető 404
Mezőhegyes 504
Mezőkeresztes 210, 321, 325, 329, 356, 420, 422, 531
Mezőkövesd 361, 420, 500
Mezőnyárád 329, 334, 420
Mihálygerge 297
Mihályi 34, 328, 335, 339, 352, 360, 417, 422, 436, 493, 496, 497, 530, 533
Mikófalva 301, 308
Miskolc 309, 326, 506, 537, 545
Mogyoród 275, 276, 281, 283, 285, XIV. t., XV. t.
Mogyorós 199, 216
Mogyorósbánya 207
Mogyorósd 411, 412
Mohács 361, 503, 543
Mohora 288, XIV. t.
Monyoród 145
Mór 89, 127, 169, 192, 200, 202, 205, 231, 449
Mórágy 32, 39, 361, 442
móri árok 81
Mucsiny 234, 235
Muraszombat 353
Muzsla 402

N

Nadap 374, 440, 506
Nádasd 262
Nádudvar 330, 334, 353, 360, 421, 422, 505, 531
Nagyalföld 19
Nagybarca 308
Nagybátony 295, 321, 416
Nagyegyháza 192, 193, 197
Nagygerecse 455
Nagygete 218
Nagyharsány 469, 470, 503
Nagyigmánd 496
Nagyinóc 395
Nagykanizsa 506
Nagykovácsi 90, 93, 192, 199, 206, 274, 375, 457, 483
Nagykőrös 354, 356, 360, 505
Nagylengyel 328, 329, 332, 333, 355, 419, 422
Nagylóc 486
Nagymányok 103, 143, 249, 254, 255, 256, 460, 461, 463, 464, 466, 468, 489
Nagyoroszi 282, 307
Nagypall 468, 490
Nagysomlyó 84, 90
Nagyszécsény 234, 323, 398
Nagyszénás 90, 93, 352, 357, 361, 362, 500, 503, 511, 533, 542, 543
Nagyszokoly 334, 418, 499
Nagyszombat 496

Nagytétény 273, 422, 521
Nagytilaj 355, 511
Nagytótfalu 470
Nagyvárad 504
Nagyvázsony 269, 270, 271, 446
Nagyvisnyó 47, 61, 411
Naszály 95, 96, 204, 209, 225, 458, 485, IV. t.
Nekézseny 46, 47, 187, 366, 367, 474, 479
Németbánya 168
Németpalkonya 470
Nézsa 192, 208, 209, 222, 458, 486, IV. t.
Nógrád 300, 438, 486, 544
Nógrádmegyer 234
Nógrádszakál 308
Nógrádverőce 282, 298, XIV. t.
Noszvaj 210, 233, 287, 326, 420, XII. t.
Novaj 306

Ny

Nyergesújfalu 375, 455
Nyirád 164, 199, 258, 259, 260, 447
Nyiregyháza 334, 426, 500
Nyugati Alpok 51
Nyugati Kárpátok 546

O, Ó

Óbánya 148
Óbarok 83, 230, XII. t.
Óbecse 185, 503, 543
Obornak 327, 328, 329, 332, 333, 352, 418, 419, 422
Óbuda 456
Ófalu 40, 143, 145, 148, 149, 251, 369, 440, 441, 442, 459, 461, 462, 464, 465, 466, 467, 468
Olaszfalu 159, 160, 232, 449
Oltárc 327, 418, 419, 497
Omány 476
Ormosbánya 297
Oroszlány 89, 169, 170, 192, 195, 202, 205, 231, 249, 273, 321, 449, 451, XIII. t.
Ostoros 418, 419, 420
Osztrovszki hegység 400
Ózd 234, 236, 287, 297, 300, 323, 326, 401, 410

Ö, Ő

Öcs 271, 339
Ördögorom 483
Örsihegy 37
Őrszentmiklós 95, 210, 321, 323, 416
Ősi 445
Öskü 69, 258

P

Padrag 164, 168, 199, 205, 322, 357, 375, 376, 416, 447
Palánka 504
Pálbikk 403
Palihálás 158
Paloznak 37
Pancsova 504
Pannóniai medence 19, 32, 210, 357, 493, 494, 495, 497, 498, 503, 505, 527, 528, 533, 537, 538, 543, 544
Pápa 445, 496, 506
Papodhegy 78
Parád 404, 406
Parasznya 236, 293, 401
Párizsi medence 212
Pásztó 304, 307, 310
Pátfalu 496
Patvarc 288, XIV. t.
Páty 230
Pázmánd 440
Pécs 32, 40, 44, 98, 102, 143, 252, 253, 254, 255, 256, 353, 361, 382, 440, 442, 459, 461, 462, 465, 467, 468, 489, 490, 491, 527, 533, 539, 543
Pécsbudafa 250, XIII. t.
Pécsely 70, 77
Pécskő 410
Pécsvárad 148, 149, 249, 251, 252, 253, 254, 255, 369, 382, 462, 464, 465, 466, 468, 490, XIII. t.
Pellérd 43, 353
Pereces 411
Peremarton 269
Perepuszta 159, 448
Perkupa 544
Pestújhely 283
Pét (Pétfürdő) 69, 77
Péti hegyek 445
Piliny 234
Pilisborosjenő 219
Piliscsaba 89, 93, 216
Pilishegység 83, 86, 89, 274, 453, 458, 459, 496, 508, 509, 512, VIII. t., XII. t.
Pilisszentiván 192, 206, 483
Pilisszentkereszt 391, 395
Pilisvonulat 137, 138, 378, 391, 395
Pilisvörösvár 89, 192, 195, 199, 203, 216, 219, 226, 280
Pinnye 328, 338, 496
Piszke 113, 129
Pojana Ruszka 545
Polgárdi 37, 45, 437, 493, XVII. t.
Pomáz 221, 226, 227, 228, 234, 275, 281, 485, XII. t., XIV. t.
Pozsony 496, 527
Pozsonyivánka 496
Pölöske 251, 252, 253, XIII. t.
Pusztaföldvár 353, 543
Pusztakisfalu 145, 441, 464, 466
Pusztamagyaród 494, 533

Pusztamajk 273, 451
Pusztavám 89, 170, 192, 200, 231, 321, 449, 451
Putnok 234, 236, 412
Püspökbattyán 489
Püspökladány 330, 353, 500
Püspöklak 251, 382, XIII. t.
Püspöknádasd 462, 466
Püspökszabar 145
Püspökszentlászló 147, 463

R

Ragály 236
Rákhalom 403
Rákhegy 231
Rákóczifalva 330, 334, 353, 360
Rákospalota 283
Rákosszentmihály 326
Recsk 192, 209, 214, 404, 406, 416
Rétság 288, XIV. t.
Révfülöp 37, 364
Rézhegység 545
Rhodope masszívum 492
Rhône-medence 140
Romhány 95, 209, 218, 222, 225, 322, 485, 486, 510, 513, IV. t.
Rózsaszentmárton XVII. t.
Rudabánya 108, 236, 312, 323, 326, 443, 477, 480, 488, 504, 544, 547
Rudabányai—bódavölgyi vonulat 108
Rudabányai hegység 46, 367, 443, 444, 471, 475, 477, 478, 479, 480, 488, 509, 510
Rudabányai—upponyi vonulat 540
Rudabányai vonulat 64, 187

S

Sághegy 386, 388
Ságvár 437, 439, 533
Sajógalgóc 48, 412
Sajóhídvég 334, 356, 361, 411, 414, 420 499, 500
Sajókaza 412
Sajónémeti 412
Sajószentpéter 411
Sajóvárkony 236
Sajóvelezd 289, 411, 412
Sajóvölgy 514, 537
Salgótarján 234, 286, 288, 289, 294, 300, 402, 408, 409, 486, 574, XIV. t.
Salgótarjáni medence 438
Salomvár 493
Sály 411
Sámfalva 33
Sámsonháza 307, 400
Sárisáp 84, 195, 458
Sárospatak 489
Sárrét 498, 522
Sárszentmiklós 417
Sashalom 281
Sasvár 402
Sátoraljaújhely 326
Sátoros 402, 406
Síkfőkút 326
Síkkút 210 321
Siklós 105, 154, 469, 470
Síkvölgy 127, 170, 178
Siófok 438, 439, 489, 533
Somhegy 403
Somló 371, 386
Somlyó 37, 409, 410
Somogy 249, 253, 382, XIII. t.
Somos 462
Somoskő 408, 409
Sopron 32, 33, 34, 44, 242, 245, 246, 249, 254, 256, 257, 268, 276, 309, 360, 404, 434, 436, 441, 481, 493, 496, 506, 532, 533, 536, 541
Soproni hegység 19
Sopron—kőszegi hegység 532, 533, 536
Sopronrákos 244
Sopronvidék 32
Sóshartyán 234, 235, 323
Sóskút 273, 284, 309, XVII. t.
Stájer Alpok 545
Stájer medence 539
Sukoró 440
Sümeg 78, 79, 125, 127, 158, 166, 167, 168, 170, 193, 197, 258, 259, 260, 272, 447, 514, X. t.
Süttő 351, 483, XVII. t.

Sz

Szabadbattyán 34, 37, 45, 437, 438, 442, 493, 507, 542
Szabadka 533
Szalatnak 461, 468
Szalmatercs 234
Szamártető 371
Szanda 300
Szany 328, 338, 339, 417, 419, 496, 498, 530
Szápár 259, XII. t.
Szár 81, 83, XII. t.
Szárhegy 37, 39, 44, 48
Szarvaskő 372
Szászvár 103, 143, 150, 249, 255, 256, 418, 461, 463, 466, 468, 469, XIII. t.
Szátok 234
Szécsény 486
Szederkény 255
Szeged 506
Szeghalom 506
Székesfehérvár 34, 38, 506
Szekszárd 254, 379, 417, 426, 461, 468, 469, 499, 503
Szenc 496
Szendehely 208

Szendrő 48, 309, 312, 443, 475, 504,
Szendrői hegység 471, 478, 479, 480, 525 534
Szendrői rögök 413
Szendrői vonulat 43
Szentendre 226, 227, 235, 275, 283, 284, 286, 300, 301, 306, 307, 310, 374, 378, 390, 406, XII. t.
Szentendre—visegrádi hegység 485
Szentes 506
Szentgál 78, 123, 127, 257, 259, 260, 264, 266, 304, 382, 404, 445, 449
Szentgyörgyhegy 270, 386, 388
Szentjakab 236
Szentjakabfa 77
Szentkirályszabadja 270
Szentvid 435
Szepes—gömöri Érchegység 438, 471, 478, 479
Szerdik 83
Szerencs 413
Szerep 330, 353
Szigetmonostor 227
Szigetvár 494, 533
Szigliget 388
Szilágy 255
Szilvágy 319
Szilvásvárad 301, 308
Szin 109, 112, 544
Szlavóniai medence 20
Szlovákiai Érchegység 507
Szlovákiai Szigethegység 545
Szob XV. t.
Szokolya 301, 400
Szolnok 330, 362, 421, 500, 504, 506, 523, 533, 544
Szombathely 496
Szomód 273
Szomolya 311, 325, 418, 419
Szomor 229
Szőc 78, 477
Szögliget 373
Szuhogy 312
Szurdokpüspöki 301, 302, 304
Szücs 80

T

Tab 339
Tabajd 355, 448
Taksony 506
Tanganyika 166
Tapolca 79, 80, 187, 258, 260, 266, 267, 268, 388, 445, 470, 521
Tapolcsány 61
Tar 304, 306
Tard 321, 334, 418, 419, 500
Tardona 308
Tardos 129, 455
Tarján 180, 326, 455, XII. t.
Tarnalelesz 289
Tata 129, 179, 512, VIII. t., X. t.
Tatabánya 169, 192, 199, 201, 202, 203, 356, 451, 455
Tatabányai medence 482
Terehegy 470
Tés 159
Tétény 274, 309
Tevel 166
Tibolddaróc 411, 419, 420
Tihany 385, 388, XVII. t.
Tinnye 195, 216
Tiribes 295
Tiszaörs 422, 533
Tisztaberek 334, 421, 500
Tóalmás 321, 323, 329, 334, 356, 373, 500, 503
Tokaj 301, 326, 378, 407, 421, 422, 426, 548, XV. t.
Tokaj—Hegyalja 300, 301, 312, 374, 413, 414
Tokaji hegység 309, 485, 488, 489
Tokaj—szerencsi hegység 28
Tokod 138, 192, 229, 235, 458
Tokod—dorogi medence 453
Tolnaváralja 249, 250, 463, 464, 466
Torbágy XIV. t.
Torda 544
Torockó 544
Tótkomlós 335, 356, 357, 361, 362, 500, 503, 504, 505, 508, 533, 543
Törökbálint 226, 227, 273, 275, 276, 277, XII. t., XIV. t.
Törtel 353, 360, 362, 500
Töttös 53, 55, 58, 60
Trizs 236
Tura 210, 334, 355, 356, 361, 416, 421, 499, 500, 503, 510, 544
Turkeve 330, 334, 353
Turony 470
Tüzkőhegy 483
Tűzköveshegy 125, 445, 449

U, Ú

Ugod 164, 166
Újbánya 147, 149, 150
Újbányai medence 462, 463, 468
Újfalu 332, 497
Újudvar 328, 332, 355, 419
Újvidék 504
Uppony 47, 187, 308, 412, 443, 444, 476, 504, 513, 536, 544
Upponyi hegység 46, 187, 188, 366, 372, 443, 471, 474, 475, 476, 478, 480, 488, 512, 525, 534, 539, 540, 544
Upponyi vonulat 43, 48, 60
Uppony—rudabányai vonulat 471, 475, 480, 536
Uppony—szendrői vonulat 48
Úrhida 34, 37, 46, 205, 208, 320, 376, 416

Úrkút 78, 115, 118, 121, 123, 125, 127, 159, 161, 192, 198, 199, 270, 447, 448, 512, VII. t.

Ü

Üstihegy 445

V

Vác 95, 209, 234, 235, 282, 310, 486, 506, 546, XIV. t.
Vál VI. t.
Váli völgy 498
Vanyarc 307
Váralja 103, 461, 464
Varbó 410, 418
Várgesztes 202, 205, 451
Várpalota 77, 257, 259, 260, 261, 264, 266, 270, 297, 309, 331, 339, 382, 404, 416, 418, 447, 482, 533
Városlőd 127, 168, 194, 257, 258, 259, 266
Vasas 102, 143, 379, 461
Vászoly 77
Vát 328, 329, 332, 338, 339, 496
Vékény X. t.
Velebit 102
Velem 435
Velence 377, 440, 533
Velencei—balatoni vonulat 507, 539
Velencei hegység 32, 34, 35, 36, 38, 39, 40, 45, 49, 52, 191, 204, 207, 208, 319, 320, 353, 363, 364, 374, 375, 376, 416, 434, 437, 438, 439, 440, 441, 442, 449, 452, 498, 537
Velezd 297
Veporhegység 300, 308, 400, 475, 510, 544
Veresagyagbérc 401
Veresegyház 210, 321, 323, 326
Veresvár 401
Verőce XII. t.
Verpelét 308
Versec 504
Verseci hegység 529
Versend 255
Vérteshegység 28, 81, 83, 86, 92, 96, 127, 137, 169, 170, 179, 188, 192, 200, 202, 205, 230, 273, 319, 326, 357, 375, 437, 444 ;445, 448, 449, 450, 451, 452, 45 3, 454, 456, 459, 482, 484, 496, 508, 512, 537, VIII. t., XI. t., XII. t., XV. t.
Vértessomló 89, 127, 169, 232, 356, XII. t.
Vértesszőlős 273
Vértestolna 455
Veszprém 75, 77, 80, 270, 445, 506,
Vétyem 497
Villány, 469, 470, 491, 503, 533, 547
Villány—harsányi vonulat 469, 491
Villányi hegység 64, 104, 151, 156, 157, 188, 344, 345, 351, 361, 442, 444, 469, 470, 480, 503, 508, 509, 510, 511, 540, 542, 543, VIII. t.
Villányi vonulat 19, 113, 185
Vilyvitány 44
Visegrád 283, 374, 390, XII. t., XIV. t.
Visegrádi hegység 378
Vitány 443, 534
Vokány 470
Vörösberény 50
Vöröstó 69

Z

Zágráb 527, 529, 533
Zágrábi hegység 529
Zagyvapálfalva 408, 409
Zagyvaróna 409
Zalaegerszeg 506
Zalaszántó 77
Zánka 50
Zebegény 282, 298, 392
Zempléni Szigethegység 22, 44, 49, 362, 443, 475, 504, 525, 534, 545
Zengővárkony 149, 180, 182, 465, 466
Zengővonulat 19, 39, 459, 461, 462, 463, 464, 468, 469
Zirc 125, 126, 127, 158, 159, 170, 192, 194, 197, 200, 205, 213, 232, 259, 449, 498, X. t.

Zs

Zsámbék 89, 207, 229, 230
Zsámbéki medence 453
Zsérc 210, 321
Zsibrik 464

A kiadásért felelős :
BERNÁT GYÖRGY
az Akadémiai Kiadó igazgatója

*

Felelős szerkesztő :
BENKŐ JENŐ

*

Műszaki szerkesztő :
HORVÁTH TIBOR

*

A kézirat beérkezett : 1960. II. 16. Példányszám : 1.900
Terjedelem : 56·7 A/5 ív 213 ábra, 51 tábla

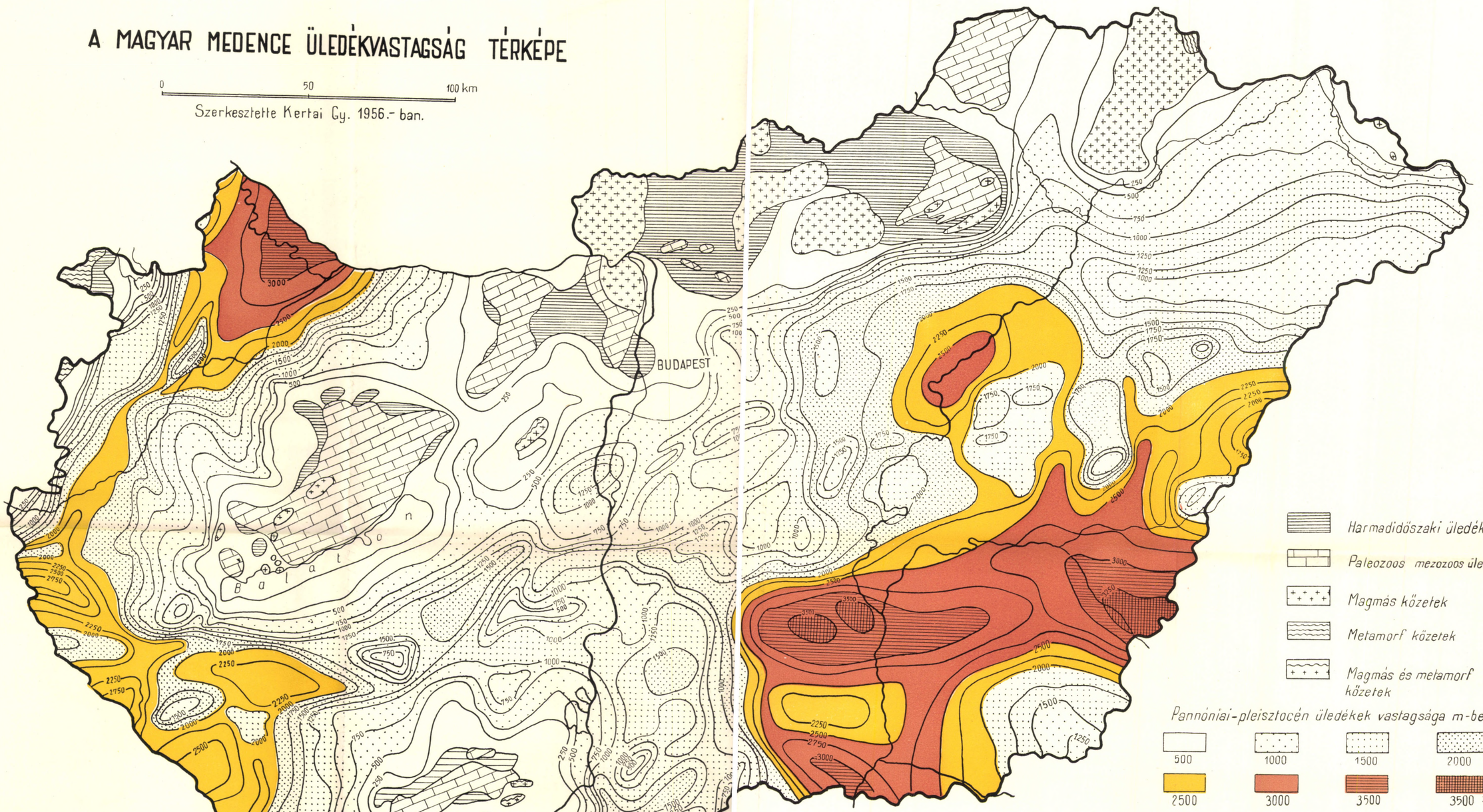
Akadémiai Nyomda, Budapest

Felelős vezető :
BERNÁT GYÖRGY

A MAGYAR MEDENCE ÜLEDÉKVASTAGSÁG TÉRKÉPE

0 50 100 km

Szerkesztette Kertai Gy. 1956.- ban.



212. ábra

Magyarország nagyszerkezeti vázlata

DR. VADÁSZ E. 1959

BÖRZSÖNY
MÁTRA
BÜKK
ZALAI-MEDENCE
MAGYAR-KÖZÉPHEGYSÉG
Duna
Tisza
Dráva
Rába
Zala
Ipoly
Sajó
Hernád
Bodrog
Tarna
Zagyva
Hortobágy
Körös
Maros
Kapos
Sió
Sárvíz
Répce
Marcal
Rinya
Balaton

Soprón
Győr
Komárom
Mihályi
Szany
Bük
Répce
Vát
Szombathely
Gyöngyös
Nádasd
Zalaszentgyörgy
Andráshida
Őriszentpéter
Zalalövő
Milejszeg
Kustánszeg
Nagylengyel
Szilvágy
Gellénháza
Barabásszeg
Cseszreg
Tófej
Pusztaederics
Hahót
Eperjeheggyhát
Kiliman
Lovászi
Tormafölde
Pusztamagyaród
Újudvar
Pince
Oltárc
Budafapuszta
Magyarszentmiklós
Nagyrécse
Nagykanizsa
Bajcsa
Inke
Kaposvár
Kaposfő
Nagyatád
Babócsa
Drava
Ukk
Devecser
Halimba
Nyirád
Sümeg
Tapolca
Fülé
Balatonfőkajár
Balatonbozsok
Siófok
Balatonföldvár
Ságvár
Nagyszokoly
Tengőd
Karád
Buzsák
Balatonmagyaród
Igal
Kurd
Tab
Simontornya
Dinnyeberki
Nyugotszenterzsébet
Szigetvár
Aranyosadány
Pécs
Keszü
Gyód
Hird
Bátaszék
Baja
Mohács
Palkonya
Villány
Siklós
Bezedek
Nagyharsány
Beremend
Diósviszló
Kunbaja
Madaras
Sárszentmihály
Székesfehérvár
Csór
Várpalota
Zirc
Csákvár
Vál
Mór
Bodajk
Zámoly
Lovasberény
Bicske
Alcsút
Tatabánya
Tata
Labatlan
Tokod
Dorog
Szentendre
Békásmegyer
Margitsziget
Városliget
Sásfürdő
Albertfalva
Rákosszentmihály
Sinkota
Mátyásföld
Pesterzsébet
Üllő
Dunaharaszti
Bugyi
Gödöllő
Csomád
Veresegyháza
Őrszentmiklós
Szód
Vác
Csővár
Szirák
Romhány
Diósjenő
Balassagyarmat
Szécsény
Salgótarján
Ipolytarnóc
Sósharkány
Bujak
Pásztó
Nagybátony
Parád
Recsk
Eger
Egerszalók
Gyöngyös
Damjén
Mezőkövesd
Mezőnyárád
Mezőkeresztes
Tard
Ostoros
Szomolya
Bogacs
Cserépváralja
Emőd
Bükkszék
Szajla
Bélapátfalva
Borsodnádasd
Ózd
Putnok
Sajógalgóc
Rudabánya
Aggtelek
Perkupa
Szendrő
Füzérradvány
Vilyvitány
Sátoraljaújhely
Sárospatak
Tokaj
Miskolc
Sajóhídvég
Nyíregyháza
Tiszaberek
Hajdúböszörmény
Debrecen
Hajdúszoboszló
Nádudvar
Kaba
Püspökladány
Tiszaörs
Karcag
Kisújszállás
Szerep
Biharnagybajom
Kismarja
Szolnok
Jászkarajenő
Nagykörös
Rákóczifalva
Törtel
Alcs
Kecskemét
Izsák
Tiszakürt
Kiskörös
Jánoshalma
Sándorfalva
Tompa
Szeged
Ferencszállás
Baltonya
Tótkomlós
Orosháza
Pusztaföldvár
Csanádapáca
Békéscsaba
Nagyszénás
Körösszegapáti
Furta
Szeghalom
Sebes Körös
Fekete Körös
Kettős Körös
Hármas Körös
Tiszafüred
Jászberény
Tura
Tóalmás
Szikszó
Győrce
Szászvár
Nagymányok
Hidas
Magyaregregy
Óbánya
Diósd
Erdősmecske
Pécsvárad
Vázsnok
Bátaapáti
Bátaszék
Szekszárd
Molnia
Kapos
Sárvíz
Völi víz
Kulcs
Dunaharaszti
Pilisvörösvár
Pilisszántó
Pilisszentkereszt
Dobogókő
Visegrád
Szentendre
Csepel
Budapest
Gödöllő
Csomád
Veresegyháza
Őrszentmiklós
Szód
Vác
Csővár
Szirák
Romhány
Diósjenő
Balassagyarmat
Szécsény
Salgótarján
Ipolytarnóc
Sósharkány
Bujak
Pásztó
Nagybátony
Parád
Recsk
Eger
Egerszalók
Gyöngyös
Damjén
Mezőkövesd
Mezőnyárád
Mezőkeresztes
Tard
Ostoros
Szomolya
Bogacs
Cserépváralja
Emőd
Bükkszék
Szajla
Bélapátfalva
Borsodnádasd
Ózd
Putnok
Sajógalgóc
Rudabánya
Aggtelek
Perkupa
Szendrő
Füzérradvány
Vilyvitány
Sátoraljaújhely
Sárospatak
Tokaj
Miskolc
Sajóhídvég
Nyíregyháza
Tiszaberek

0 25 50 75 100 km

213. ábra

Felszíni kaledonid — varisztid kristályospala, gránit és egyéb magmatit
Fedett kaledonid — varisztid kristályospala alépítmény
Felszíni újpaleozóikum (tengeri karbon és perm)
Fedett újpaleozóikum (tengeri karbon és perm)
Permi és mezozóos felszíni vonulat
Fedett perm és mezozóos medencealjzat
Alsókréta valószínű medencealji területe
Felsőkréta (szenon) valószínű medencealji területe
Felszíni harmadidőszaki vulkánosság
Felszínalatti harmadidőszaki vulkánosság
Fúrásban észlelt miocén vulkánosság
Fúrásban észlelt eocén vulkánosság
Fúrásban észlelt mezozóos vulkánosság
Szerkezeti vonalak

Vadász Elemér

BAUXITFÖLDTAN

1951 — 129 oldal — 2 tábla
1 térkép
Kötve 24,— Ft

Vadász Elemér

KŐSZÉNFÖLDTAN

1952 — 180 oldal — 1 tábla
Kötve 28,— Ft

Vadász Elemér

A FÖLDTAN FEJLŐDÉSÉNEK VÁZLATA

1953 — 119 oldal
Kötve 30,— Ft

Vadász Elemér

ELEMZŐ FÖLDTAN

(Bevezetés a földtanba)
1955 — 516 oldal
Kötve 80,— Ft

Vadász Elemér

FÖLDTÖRTÉNET ÉS FÖLDFEJLŐDÉS

1957 — 848 oldal — 312 ábra
87 tábla — 40 melléklet
Kötve 200,— Ft

AKADÉMIAI KIADÓ
BUDAPEST

Ára: 150,— Ft