

Magyarország geológiája
Paleozoikum II.

30474

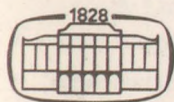
Magyarország geológiája

Paleozoikum II.

Fülöp József

a Magyar Tudományos Akadémia rendes tagja
az Eötvös Loránd Tudományegyetem tanára

MTAK



Akadémiai Kiadó, Budapest 1994

508858

Készült az Országos Tudományos Kutatási Alap, az Eötvös L. Tudományegyetem Természettudományi Kara és a Központi Földtani Hivatal támogatásával

Munkatársak voltak alapvető kérdések megoldásában: ÁRKAI PÉTER, KOVÁCS SÁNDOR, PELIKÁN PÁL, PÉRO CSABA, SZEDERKÉNYI TIBOR

A terepi fényképfelvételeket LÉNÁRD TAMÁS készítette

A laboratóriumi munkát PELLÉRDY LÁSZLÓNÉ végezte

A tisztázati rajzok NÉMETH LÁSZLÓNÉ és TÓTH JÓZSEFNÉ munkái

A könyvet tervezte HAIMAN GYÖRGY

MAGYAR
TUDOMÁNYOS AKADÉMIA
KÖNYVTÁRA

ISBN 963 671 173 9 (összkiadás)

ISBN 963 05 6686 9 (II. kötet) Akadémiai Kiadó

Kiadja az Akadémia Kiadó

1117 Budapest, Prielle Kornélia u. 19–35.

Első kiadás 1994.

© FÜLÖP JÓZSEF 1994

Minden jog fenntartva, beleértve a sokszorosítás, a nyilvános előadás, a rádió- és televízióadás, valamint a fordítás jogát.

Printed in Hungary

M. TUD. AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

Könyvtár 4554./19 ...24. sz.

Tartalomjegyzék

Előszó	7
Középhegységi (Pelsoi) nagyszerkezeti egység	9
Borsodi szerkezeti egység	9
Szendrői paleozóos rétegösszlet	9
Irotai formáció	15
Szendrőládi Mészke formáció	17
Bükhegyi Márvány formáció	29
Rakacai Márvány formáció	29
Abodi Mészke formáció	33
Tournaisi mészke	38
Kopaszhegyi Mészke	39
Verebeshegyi Mészke formáció	39
Szendrői Fillit formáció	41
A Szendrői paleozóos rétegösszlet képződményei a hegység környezetében	57
Upponyi paleozóos rétegösszlet	66
Tapolcsányi formáció	71
Strázsahegyi formáció	81
Éleskői olisztorsztróma	84
Upponyi Mészke formáció	97
Abodi Mészke formáció	97
Dedevári Mészke	106
Lázbérci formáció	107
Bükki paleozóos képződmények	119
Szilvásváradai Aleurolitpala formáció	122
Mályinkai formáció	132
Szentléleki formáció	171
Nagyvisnyói Mészke formáció	183
Paleozóos képződmények a Rudabányai-hegység DK-i szegélyén	232
A Nagybátony Nb-324 jelű fúrással feltárt paleozóos képződmények	234
A Susa S-1 jelű fúrással feltárt paleozóos alaphegység	236
A Darnó-hegyi és a verpeléti felsőperm	237
Kárpáti nagyszerkezeti egység (Szilicei takaró)	
Perkupati Anhidrit formáció	242
Tiszai nagyszerkezeti egység	249

Zempléni szerkezeti egység	249
Vilyvitányi Kristályospala összlet	249
Zempléni Permokarbon rétegösszlet	259
Déldunántúli szerkezeti egység	271
Déldunántúli Metamorfit összlet	275
Görgetegi Kristályospala formáció	276
Görcsönyi Kristályospala formáció	283
Kristályospala medencealjzat a Dél-Dunántúl keleti részén	288
Gyódi Szerpentinit formáció	289
Szalatnaki formáció	293
Ófalui formáció	297
Mórági Gránit formáció	306
Déldunántúli Permokarbon rétegösszlet	322
Tésenyi Homokkő formáció	322
Turonyi formáció	332
Korpádi Homokkő formáció	336
Gyűrűfői Riolit formáció	345
Cserdi Konglomerátum formáció	349
Bodai Aleurolit formáció	353
Kővágószőlősi Homokkő formáció	359
Az Alföld kristályos aljzata	378
A Mecseki szerkezeti öv kristályos képződményei	391
A Villány–Bihari szerkezeti öv kristályos képződményei	394
Jászszentlászlói metamorfit összlet	395
Körösi metamorfit összlet	398
A Békés–Kodru szerkezeti öv kristályos képződményei	401
Kelebia–Üllési metamorfit összlet	401
Algyó–Ferencszállási metamorfit összlet	403
Pusztaföldvár–Battonyai metamorfit összlet	407
Sarkadkereszturi metamorfit összlet	411
Permokarbon molassz az Alföld aljzatában	426
Gyűrűfői Riolit formáció	427

Mutatók

Ábrajegyzék	433
Fényképtáblák	437
Színes mellékletek	440
Táblázatok	441
Folyóiratok címének rövidítése	442

Előszó

Összegyűjtöttem minden – számomra elérhető – fontos információt a magyarországi paleozoi-kumról; specialisták bevonásával minden területen közvetlen tapasztalatok megszerzésére törekedtem; nyitott kérdések megoldására vizsgálatokat kezdeményeztem, ill. végeztem; nagy súlyt helyeztem a rétegtani egységek és azok földtani alapszelvényeinek kiválasztására, szemléletes bemutatásukra. Alapvető célkitűzésem volt az ismertetek áttekinthető rendszerbe foglalása, a fogalmazás közérthetősége. Ennek a kötetnek az összeállításához különösen sok segítséget kaptam *Árkai Péter*, *Barabásné Stuhl Ágnes*, *Kassai Miklós*, *Kovács Sándor*, *Pelikán Pál*, *Péró Csaba* és *Szederkényi Tibor* kollégáimtól. A könyv szép kiállításának megtervezését *Haiman György* grafikus művész, egyetemi tanárnak köszönhetem, akivel a nyomdai előkészítés munkáját – kiadói szerkesztőség nélkül – személyesen végeztük.

A források – különösen a publikálatlan kéziratok, az elpusztuló kulcsfontosságú fúrásanyagok és feltárások ismeretanyagának – összegyűjtése és közreadása, az elavult és érdektelen anyagból az

értékes információk, adatok és megállapítások kiemelése és átfogó szintézise a specialista számára is hasznos, de különösen az a tanuló, a tanár és a gyakorlati szakember számára. Az elvégzett munka révén megtakarítható idő a továbblépés ki-munkálására fordítható.

Hibát, hiányosságot is fellelhet a szakértő olvasó. Kiszűrésükre több időre lett volna szükség, ami nem állt rendelkezésemre. De nem ezek a hibák, hanem a további kutatás teszi majd idővel meghaladottá e könyvet, bár annak mértéke és üteme várhatóan lelassul az előttünk álló időben az elmúlt évtizedekéhez képest.

Tisztelt Olvasó! Ha ez a könyv könnyebbé teszi munkádat, ha érdemesnek tartod ismételtlen kézbe venni, ha hosszabb idő múltán is találsz benne értékes információt és ha némelykor örömet is lelsz olvasásában, akkor érdemes volt sok év kitarató munkájával létrehozni. A folytatásra kevés erőm és még kevesebb lehetőségem maradt.

Budapest, 1993. január 15.

Fülöp József

Középhegységi (Pelsoi) nagyszerkezeti egység

Borsodi szerkezeti egység

A Borsodi szerkezeti egység a Gömör–Borsodi nagyszerkezeti egység déli része, amelyet a Rozsnyói-vonal határol el a Gömői szerkezeti egységtől. Részegységei a Darnó-vonalra támaszkodó Szendrői-, Upponyi- és Bükk hegység. A Szendrői- és az Upponyi-hegység paleozóos képződményei keleti irányban a Cserhát nagy mélységű medencealjátában folytatódnak és egészen a Zempléni-vonalig terjednek. A Darnó-vonal mentén délen: a Recsk melletti Darnó-hegyen és a Verpelét környéki medencealjatban tengeri felsőpermet, északon a Bódva-völgyben, valamint Rudabánya és Aggtelek környékén felsőperm

evaporit összletet ismerünk. A Borsodi szerkezeti egységet nyugaton a Zagyva-vonal választja el a Dunántúli-középhegységi szerkezeti egységtől. Ezen a területen mélyítették a Nagybatony Nb-324 jelű fúrást, amely még a Borsodi szerkezeti egységhez tartozó paleozóos képződményeket harántolt. Északnyugaton, az országhatár menti Susa S-1 jelű fúrásban feltárt fillit feltehetően már a gömői paleozoikum része.

A Borsodi szerkezeti egység paleozóos képződményeit Borsodi paleozóos rétegösszlet néven foglaljuk egybe, ősföldrajzi-fejlődéstörténeti rokonságukat hangsúlyozva.

Szendrői paleozóos rétegösszlet

A földtani megismerés története

A bécsi földtani intézet geológusainak munkája

HOCHSTETTER, FERDINAND (1856) az Edelény környéki és a borsodi templomdombon megfigyelt paleozóos képződményeket „Urthonschiefer”-ként (Graphitschiefer und kristallinischer Kalk) határozta meg. Ettől északra, a Császtapuszta és Szendrőlád környékieket is részben még a gailtali „Urthonschiefer”-rel, másrészt az előbbi felett települő „Kohlenkalkformation”-nal azonosította. Ez utóbbihoz tartozónak tekintette a szendrői Palabányában feltárt agyagpalát (Dachschiefer) és a szendrői sárgásfehér vastagpados mészkövet is (1).

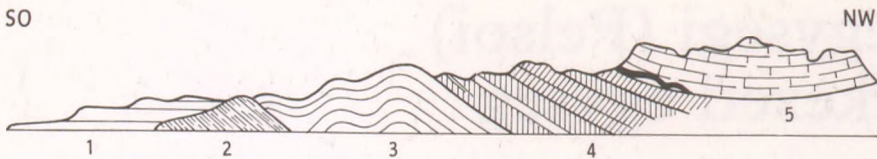
FOETTERLE, FRANZ (1868) a Szendrő és Edelény közötti paleozóos képződményeket a Rozsnyó-Dobsina–Jolsva környéki és a Bükk hasonló képződményeivel együtt a „Steinkohlenformation”-

ba sorolta. A legalsó tagozat a szabályosan rétegzett fehér kristályos mészkő („unteren Gailtaler Kalken”). Erre dél felé mészkőbetelepüléssel fektette agyagpala, majd legfelül vékonyan rétegzett, palabetelepüléssel mészkő következik.

HAUER, FRANZ (1867–1871, 1869) az Osztrák-Magyar Monarchia 1:576 000 méretarányú áttekintő földtani térképén a Szendrői-hegység paleozóos képződményeit a Steinkohlen Formation „Kohlenkalk” és a „Steinkohlen Schiefer und Sandstein” tagozatokba sorolva tüntette fel. A térkép magyarázójában Foetterle megállapításait ismételte meg.

A magyar geológusok úttörő munkája

SCHRÉTER ZOLTÁN (1929) a hegység legidősebb képződményének az alsókarbon(?) kristályos mészkövet tartotta. „Ennél fiatalabb korú a sötét-szürke-fekete mészkő, amely a Bükk hegységi (Dédes–Nagyvisnyó) karbon mészkövekkel meg-



1. Diluvium und Tertiärgebilde (Neogen). 2. Urthonschiefer (mit krystall. Kalk). 3. Steinkohlenformation ? (Kohlenkalk, wie in den Südalpen). 4. Bunter Sandstein und Muschelkalk (Werfenerschiefer und Gutensteiner - kalk der Alpen). 5. Oberer Muschelkalk ? (Hallstätterkalk der Alpen) mit Höhlen.
(2.-3. = a szendrői paleozóos alaphegység formációi; a szerző megjegyzése).

1 Ferdinand Hochstetter földtani szelvénye Edelény és Aggtelek között

egyezik s amely a felső karbon alsó részébe tartozik”. A fekete mészkőnél valamivel fiatalabbnak ítélte a „felső karbon agyagpalát”.

FÖLDVÁRI ALADÁR (1942) átvette SCHRÉTERTŐL a tiszta mészkő-fáciestől a lemezes mészkővön és palán keresztül a „parti homokkő-fáciesig” terjedő szedimentációs ciklus gondolatát. Az egyes sorozatokat három egymásra tolt, északi vergenciájú pikkelynek tekintette. Elsőként hívta fel a figyelmet jelentős vízszintes elmozdulásra (Mészesszes).

BALOGH KÁLMÁN (1949) az I. sorozatbeli kristályos mészkő és szürke mészkővel váltakozó agyagpala, a II. sorozat barna-szürke homokkő és sötétszürke agyagpala, valamint a III. sorozatbeli, fekete agyagpala betelepüléseket, Crinoidea nyéltagokat és korall-maradványokat tartalmazó sötétszürke mészkő mellett – Szendrőlád és Edelény között – szürke, barnás és fehéres, valamint tömeges, kristályos mészkőből álló IV. sorozatot is megkülönböztetett. Mind a négy sorozat érintkezését ÉNy irányú pikkelyes rátolódásként értelmezte. SCHRÉTERREL és FÖLDVÁRIVAL szemben a III. (kövületes) sorozatot tartotta a legfiatalabbnak. Az I. és a IV. sorozatot esetleg párhuzamosíthatónak vélte.

BALOGH KÁLMÁN és PANTÓ GÁBOR (1949, 1952) a Rudabányai-hegységből korábban leírt paleozóos képződményeket triász időszaiknak minősítették, ugyanakkor a rudabányai triász és az uppony-szendrői paleozoikum között a nagyszerkezeti jelentőségű Darnó-vonal folytatódását állapították meg.

KOLOSVÁRY GÁBOR (1949) a BALOGH KÁLMÁN és SCHRÉTER ZOLTÁN által újított III. sorozatbe-

li kövületanyagból felsőkarbon korallokat határozott meg. A – később tévesnek bizonyult – faunameghatározás nyomán REICH LAJOS (1952) a Szendrői-hegység paleozóos képződményeit felsőkarbon-alsóperm üledékciklus termékének tekintette, amelyet egy középső-felsőperm (saalifalzi?) hegységképző fázis gyűrt fel. Két nagyobb szerkezeti egységet különített el: a helyben maradt rakacai egységet és az erre rátolódott abodi egységet. Az előbbi kristályos mészkő, mészpala és az alsó homokkő-pala sorozat alkotja. Az abodi egységet felső homokkő-pala sorozatra, valamint az Irota-Gadna környéki „peremi agyagpala sorozat”-ra tagolta.

REICH LAJOSSEL szemben SCHRÉTER ZOLTÁN (1952) – aki FOETTERLE óta először térképezte a hegység egészét – valamennyi képződményt a felsőkarbonba helyezte. Megítélése szerint a felsőkarbon összlet első ízben valószínűleg a perm végén gyűrődött fel, amit a kréta időszak közepe táján (ausztriai fázis) újabb gyűrődés és kisebb mértékű pikkelyeződés követett. Legidősebb képződménynek a fehér-világosszürke kristályos mészkövet tartotta, amely északon (Szendrő, a Balogh-féle I. sorozat) más kifejlődésű, mint délen (Edelény, a Balogh-féle IV. sorozat); ezért korbelti azonosságuk sem bizonyos. További egységek a feltehetően egykorú, de eltérő kifejlődésű krinoideás-korallós mészkő-betelepüléseket tartalmazó agyagpala-homokkő (a Balogh-féle II. sorozat) és a hasonló faunát tartalmazó agyagpala betelepüléssel sötétszürke mészkő (a Balogh-féle III. sorozat). A törmelékes rétegcsoportot a Zempléni-hegység felsőkarbon képződményeivel rokonította.

Részletes földtani újrafelvétel
és öslénytani vizsgálatok



JÁMBOR ÁRONNAK (1961), FÖLDVÁRI, BALOGH, SCHRÉTER valamint REICH térképeinek figyelembevételével, továbbá a szerző saját terepi megfigyelései alapján szerkesztett 1:25 000 méretarányú földtani térképe napjainkig a hegységnek általánosan használt, részletes és pontos földtani

felvétele. Az időközbeni faunavizsgálatok alapján a hegység paleozóos képződményeinek egészét devon időszaknak és folyamatos üledékképződés eredményének tekintette. Az addigiaknál jóval részletesebb, kifejező jellemzést adott a hegységet felépítő litosztratigráfiai egységekről. Megállapította, hogy az I. sorozat felső részét mintegy 50 m vastagságú agyagpala betelepülés tagolja. Megfigyelte, hogy a sávos agyagpalában homokkőbetelepülések találhatók, „amelyekben gyakran osztályozott rétegettség lehet felismerni”. A III. és IV. sorozatot összevonta és a III. sorozat alsó részén a korallós–krinoideás mészkőben két krinoideás mészkő és két szericitpala betelepülést írt le. Az eltérő kőzettani kifejlődés alapján a szendrői és az upponyi rétegsorok azonosítását – az elődök véleményével szemben – indokolatlannak tartotta.

A III. sorozatbeli kővületeket BALOGH KÁLMÁN küldte ki a Szovjetunióba feldolgozásra, ahol először DOBROJUBOVA T. A.–CSUDINOVA I. I. és KABAKOVICS N. V. határozott meg devonra, ezen belül részben középsődevonra utaló faunaegyüttest (Favositidae, Thamnoporidae, Alveolitidae, Heliolitidae, Stromatoporidae, Rugosa; in JÁMBOR Á. 1961).

1962-ben ugyanebből az anyagból a leningrádi TESZAKOV J. I. a következő – középsődevonnál nem fiatalabb – faunát határozta meg: *Heliolites* sp., *Thamnopora* sp., *Coenites* sp., *Squameofavosites* sp., *Cladopora* sp., *Araeopora* (?) sp., *Gephropora* sp., *Caliapora* sp., *Alveolites* sp., *Scoliopora* sp., *Chaetetes* sp. (in MIHÁLY S. 1972).

SZLAVIN V. I. (1962) az egész szendrői rétegösszletet a devonba utaló korábbi véleményekkel szemben, az I. sorozatban megfigyelt Crinoideák, állítólagos mészszivacstűk, Brachiopoda és Archaeocyatha átmetszetek, valamint a kérésére VOLOGDIN A. G. által meghatározott *Receptaculites* sp. és *Cribricyathia* sp. figyelembevételével feltételeken az ordoviciumba sorolta. A II. sorozatot szilur időszaknak tekintette. A III. sorozat sötétszürke mészkövéből gyűjtött anyagból SZOKOLOV B. Sz. alsódevon (koblenzi) és középsődevon (eifeli) faunát határozott meg. A legfelső világosszürke és fehér kristályos mészkövet (Balogh-féle IV. sorozat) a felsődevonba helyezte.

SZLAVIN rétegtani beosztását elfogadva JASKÓ TAMÁS (1970) az alsó (ordoviciumi) és középső (szilur) sorozat határán eróziós diszkordanciát és transzgressziós alapkonglomerátumot írt le. Ezt a megállapítást MIHÁLY SÁNDOR később (1971) intraformációs „kihengerelt palabetelepüléssel”-re módosította.

HAJÓS MÁRTA (1971) conodonta-vizsgálatai nem vezettek eredményre. Az általa leírt néhány ősmaradványt – a SZLAVIN részéről közöltekkel egyetemben – MIHÁLY SÁNDOR (1976) a további zavarok elkerülése céljából törölni javasolta.

BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA (1973) a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység paleozóos képződményeinek „nyomelemdúsulási tendenciáit” vizsgálta. Megállapította, hogy a Szendrői-hegységben a Co, Ni, Cu, Zn, Sb és Tl dúsul.

Medencealjzat kutatás

A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1951-ben, valamint 1960–61-ben földmágneses méréseket, 1964-ben komplex geofizikai kutatást végzett a Csereháton, ami a Szendrői-hegység területére is kiterjedt. A geofizikai mérésekből kitűnt, hogy a Csereháton, Alsóvadász környékén – a reflektáló határfelület mélységében – a geoelektromos (VESZ, tellurikus) mérésekben nem jelentkezik nagy ellenállású képződmény. Az Av-1 jelű fúrás igazolta, hogy a megadott mélységben az alaphegység nagy hullámterjedési sebességű, de kis fajlagos ellenállású sötétszürke agyagpala és kovapala.

További geofizikai mérések eredményeiről számol be SZALAY ISTVÁN et al. (1989).

RADÓCZ GYULA (1964, 1969, 1971) a medencealjzat fúrással feltárt paleozóos képződményeiről közölt adatokat. A földtani adatok és a geofizikai mérések figyelembevételével medencealjzat térképet szerkesztett. A paleozóos képződmények déli határát Sajóbáony–Szikszó–Szentivánbaksa vonalában állapította meg.

PANTÓ GÁBOR (1969) a Tokaji-hegység aljzatának Ny-i, nagyobbik felét és a szerencsi dombvidék aljzatát is magábfoglalóan határozta meg a szendrői paleozoikum elterjedését.

CSÁKI FERENC (1976) a Mecseki Ércbánya Vállalat megbízásából 1967–1969 között dolgozott a Szendrői-hegységben. Megítélése szerint „a Cse-reháton kimutatott földmágneses anomáliákat nem a korábban feltételezett diabáz intrúziók, hanem az agyagpalában helyenként feldúsuló pirrhotin okozza”. Nyomelem vizsgálatok alapján a Szendrői-hegység DK-i szegélyét és a Cse-rehát ÉNy-i peremét magában foglaló „metalloidos” övet (Felsőagy, Büttös, Irota, Edelény) jelelt meg.

A Mecseki Ércbánya Vállalat 1967–1969 között radiometrikus vizsgálatokat, 1969-ben és 1970-ben Tornaszentandrás és Rakacaszend, valamint Tornaszentjakab és Rakaca között geoelektromos (VESZ) méréseket végzett. Ezek eredménye hívta fel a figyelmet arra, hogy a Rakacai Márvány formáció É–ÉNy-i előterében, neogén és pleisztocén képződményekkel eltakarva, 2–3 km szélességű sávban még paleozóos képződmények feltételezhetők. Ezt később a Rsz-3/1 és 4/2, valamint Tb-1 jelű fúrások igazolták is.

A mai álláspont kialakulása



MIHÁLY SÁNDOR (1971, -72, -74, -76, -78, -82) őslénytani tárgyú munkáiban széleskörű, részletes gyűjtés és a korábbi anyag újvizsgálata alapján a Szendrői-hegység sötétszürke, lemezes, krinoideás–tabulatás mészkővéből a következő faunát írta le:

Tabulata: *Chaetetes*

magnus LECOMPTE, *Heliolites porosus* (GOLDFUSS), *H. vulgaris* TSCHERNYSCHEW, *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY, *F. goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY, *F. goldfussi eifeliensis* (PENECHE), *F. robustus* LECOMPTE, *F. antipertusus* LECOMPTE, *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS), *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE), *T. cf. micropora* LECOMPTE, *Gracilopora cf. acuta* CHUDINOVA, *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, *A. megastomus* STEININGER, *A. taeniformis* SCHLÜTER, *Squamealveolites iveni* MIHÁLY, *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER, *S. crispa* SCHLÜTER. Gastropoda: *Murchisonia* sp.. Crinoidea: *Cupressocrinites gracilis* GOLDFUSS, *Stylocrinus tabulatus depressus* (MÜLLER), *Tetralobocrinus perplexus* (DUBATOLOVA).

Mindezek alapján a III. sorozat korát a középsődevon eifeli–gveti emeletbe tartozónak állapította meg.

Az I. sorozatbeli szürke, kristályos mészkőből *Cupressocrinites* sp.-t és *Stylocrinus tabulatus depressus* (MÜLLER)-t írt le, s ennek alapján az I. sorozatot is a devonba sorolta.

RAINCSÁKNÉ KOSÁRY ZSUZSANNA (1978) sokrétű ásvány–kőzettani és geokémiai, valamint szerkezetföldtani vizsgálatokat végzett. Munkája mindaddig az egyetlen monográfia a Szendrői-hegységről. Konceptiózus állásfoglalásának lényege az, hogy a Szendrői-hegység képződményei Ny, DNy–K, ÉK-i csapású antiklinálist formálnak, melynek déli szárnya többszörösen felpikkelyeződött. Litosztratigráfiai tagolása szerint a képződmények időrendi sorrendje:

– központi törmelékes összlet (Szendrői formáció), alsódevon

– mészkő összlet

átmeneti rétegcsoport (Meszesi formáció), alsódevon

rakacai márvány rétegcsoport (Rakacai formáció), középsődevon

crinoideás–tabulatás mészkő rétegcsoport (Szendrői formáció), középsődevon

– felső törmelékes rétegcsoport (Gadnai formáció), felsődevon.

A Rakacai Márvány formációt az antiklinális D-i szárnyán, a Balogh-féle III. és IV. sorozatban is felismerte. A crinoideás–tabulatás mészkő és a felső törmelékes összlet jelenlétét az I. sorozat (Rakacai Márvány) É-i előterében is feltételezte.



ÁRKAI PÉTER (1977) mikroszerkezeti, kőzet-szöveti, ásványparagenetikai, illit kristályosság, b_0 -geobarometriai és szénüléshő adatok statisztikai értékelésével kimutatta, hogy a hegység paleozoós képződményeinek fő tömegét kisfokú (a zöldpala fácies kvarc-albit-muskovit-klorit alfáciesének megfelelő), a kis és a közepes nyomástartomány közötti (kb. 2,5–3 kbar) fluid nyomású regionális metamorfózis érte. Ez a nyomás-karakter önmagában a hercini metamorfózis nyomásviszonyainak diverzitására is, de alpi metamorf hatásra is utalhat.

A metamorf kőzettani vizsgálatokat ÁRKAI kiterjesztette az Upponyi- és a Bükk hegység paleozoós képződményeire is, és az adatokat összehasonlító módon értékelve (1979, 1982, 1983) a regionális metamorfózis korát az alpi (kréta, preszenon) ciklusba helyezte. Az alpi dinamotermális regionális metamorfózis foka uralkodóan a klorit-zónának felel meg (400 °C), és csak helyenként, a Szendrői-hegység Abodi Mészkövet tartalmazó, tektonikailag erősen igénybevett, keskeny szerkezeti sávjaiban érte el a biotit-izográdot (max. hőmérséklet kb. 440–450 °C). A finomdiszperz szénült szervesanyag rendezettségi állapota szintén zöldpala fáciesű körülményeket bizonyít (grafit- d_1 = közepesen rendezett szerkezetű grafit).

A metamorf ásványegyüttesekben először mutatott ki epidotot és biotitot, és a korábban is ismert paragonit posztmetamorf keletkezését valószínűsítette. A metamorf ásványegyütteseket elkülönítette a mállási kéreg és a törés menti elbontási övek együtteseitől.

A metamorf kőzettani vizsgálatok során ÁRKAI (1982) statisztikusan értékelte az egyes formációk fő kőzettípusainak ásványos összetételét. A devon és a karbon időszaki kőzetfajták félkvantitatív ásványos összetétel adataiból számított „érettségi index”-ek (földpát/[földpát + kvarc] és klorit/[klorit + szericit]) jól tükrözik az üledékgyűjtő mobilitásának erősödését a karbon időszakban.

A Szendrői- és a Bükk hegység középsőkarbon „flisszerű” képződményei, a némileg eltérő metamorf fok ellenére, meglepően hasonlóan bizonyultak.

MÁRTONNÉ SZALAY EMŐKE (1979) paleomágneses vizsgálatokkal kimutatta, hogy a Szendrői-hegység paleomágneses pólusa a stabil európaiktól még az afrikai pólusnál is kissé jobban eltérő.

A rétegtani megismerés terén a döntő áttörést az addig gyakorlatilag ősmaradványmentesnek vélt képződmények rendszeres conodonta-vizsgálata tette lehetővé. Az első adatokat KOVÁCS SÁNDOR, KOZUR, HEINZ és MOCK, RUDOLF 1983-ban publikálták. A Garadna-(Nagy-Csákány-)völgy ÉNy-i végéből „a Szendrői Fillit egy allodapikus mészkő betelepüléséből” felsőviséi, más lelőhelyről szerpuhovi-alsóbaskír Conodontákat írtak le.

KOVÁCS SÁNDOR napjainkig terjedően a 100-at meghaladó kőzetminta conodonta-vizsgálata alapján új megvilágításba helyezte a hegység rétegtani felépítését. Középső-devon-alsófrasnai Conodonta faunát mutatott ki a Szendrőládi Mészkö medencefáciesű kifejlődéséből; felsődevon Conodontákat az Abodi Mészköből és a Rakacaszendi Márvány pelágikus hasadékkitöltéseiből, valamint a márvány feletti mészkő reliktu-mokból; tournaisi fajokat olisztolitokból és hasadékkitöltésekből; végül viséi-alsóbaskír Conodontákat a Verebeshegyi Mészköből. Kiterjedt üledékhézagot állapított meg a Rakacaszendi Márvány (alsó márvány) fedőjében és karbonátplatform létezését tételte fel az alsókarbonban, a Verebeshegyi Mészkö heteropikus fácieseként (felső márvány, ill. Rakacai Márvány). Megítélésünk szerint ebben a kérdésben a rendelkezésre álló adatok egyetlen devon időszaki karbonátplatform feltételezésére alapozott magyarázatot is lehetővé tesznek. A könyvben ez az alternatíva szerepel. A problémát KOVÁCS SÁNDOR további alapszelvény jellegű conodonta-vizsgálatai oldhatják meg. Jelentős előrelépés az is, hogy olisztosztró-



mának határozta meg a korábban „autigén breccsának”, ill. „intraformációs breccsának” tekintett képződményt. A szudétai fázis során végbe ment folyamatos üledékképződés alapján kizárta a hercini fő fázisának különösebb szerepét a borsodi paleozoikum szerkezetalakulásában, metamorfózisában.

KOVÁCS SÁNDOR és PÉRO CSABA (1983) kidolgozták a szendrői paleozóos képződmények fázismodelljét. A hegység szerkezetét monoklinális helyett ÉÉNy vergenciájú pikkelyek sorozatának tekintik. Terepbejárásaik során megállapították, hogy a korábban intraformációs konglomerátumként leírt olisztrosztrómák jól nyomozható szinteket alkotnak a Szendrői Fillit mélyebb részében.

1986–1990 között elvégezték a hegység 1:10 000 léptékű földtani térképezését és szerkezetföldtani vizsgálatát.

PÉRO CSABA beható üledékföldtani és szerkezetföldtani vizsgálatot jelentősen továbbfejlesztette a Szendrői Fillitre vonatkozó ismereteinket.



Elterjedés, település, tagolás

A Darnó-vonaltól keletre, az országhatártól a Sajó völgyéig, keleten a Cserehát és a Tokaji-hegység aljzatában, az utóbbinak mintegy a középvonaláig terjedően ismerjük, ill. feltételezzük a szendrői paleozóos összlet képződményeit. A Szendrői-hegység az említett terület nyugati részén a Rakaca-patak és a Bódva mentén, keleten Gadna–Abod–Edelény vonaláig a felsőpannoniai-pleisztocén környezetből kiemelt csekély magasságú középhegység. Területe mintegy 130 km², legmagasabb pontja az Irotától É-ra emelkedő Kecské-pad (339 m). A legjobb feltárások a juvenilis patak völgyekben (Bódva, Rakaca, Garadna) és vízmosásokban találhatók.

A Szendrői-hegységet nagyrészt D–DK felé dőlő paleozóos képződmények építik fel, amelyek É–ÉNy-i vergenciájú gyúrt–pikkelyes szer-

kezetűek. A hegység déli része (Abodi egység, ill. Szendrőládi egység) összetett antiklinálist, az északi rész (Rakacai egység) összetett szinklinálist alkot, az átbuktatott szárnyon elnyírt redőpikkelyekkel. Nagyobb feltolódások és a K felé dőlő redőtengelyek további felszíni tagolódásra vezetnek. (I. melléklet)

A Rakacai egység legidősebb képződménye a középsődevon vastagpados fehér–szürkesávós, karbonátplatform fázisú Rakacai Márvány. Benne hasadékkitöltésként és felette helyenként felsődevon medencefázisú mészkőreliktumok találhatóak. A tournaisi kort csak olisztolit és hasadékkitöltések kevert faunája képviseli. A Rakacai Márvány fedőjében, méginkább azon belül gyakori betelepülésként (szintektonikus hasadékokat kitöltő módon, esetenként tektonikusan begyűrve?), Crinoidea karizeket és Conodontákat tartalmazó medencefázisú alsóviséi krinoideás mészkő (Kopaszhegyi Mészkő) található. A Rakacai Márvány felett elterjedt képződmény a kékesszürke–szürke–barnászürke medencefázisú Verebeshegyi Mészkő.

A Rakacai egység nagyobbik részét a már említett képződmények mellett, ill. felett a Szendrői Fillit formáció alkotja. Alsó része finomtörmelkes, homokkősávós, harántpalás fillit, olisztrosztróma, olisztolit és alárendelten allodapikus mészkő betelepülésekkel, meszes metahomokkő rétegcsoporttal (Meszesi tagozat). A formáció felső része sötétszürke, homokkősávós, legfelül viszonylag homogén, agyagos aleurolit eredetű, grafitos fillit. Erősen gyúrt sorozat, legalább három másodrendű pikkellyel, DDK-i uralkodó és ÉÉNy-i alárendeltebb rétegdőléssel, gyakori harántpalással.

A hegység déli része az Abodi (Szendrőládi) szerkezeti egység, amely a Nagy-Csákány-völgy (Garadna-völgy) mentén a Rakacai egységre toldott. A tektonikus front mentén nagyrészt metatufitos felsődevon Abodi Mészkő, kisebb részben Szendrőládi Mészkő, alárendelten Szendrői Fillit és Verebeshegyi Mészkő is előfordul. Irota és Gadna között a hegység legidősebb képződménye, az Irotai formáció található. Ez Gadna irányában, a tektonikus front mentén, a Szendrői Fillittel érintkezik. Dél felé a Gordonyos-bércen, az Irnak-hegyen és a Mészégető-

Kor	millió év	Rakacai egység	Abodi egység	Típusfeltárás	Formáció
Moszkvai	300				
Baskíriai	310-320			Szendrő, Palabánya	
Szerpuhovi	330			Meszesi Templomdomb Vermek - dombja	9. Szendrői Fillit
Viséi	340-350			Rakaca tsz. kőfejtő	8. Verebeshegyi Mészkö
Tournaisi	360			Olisztolitból	6. Tournaisi mészkő
Famenni	370			Szendrő Várhegy	5. Abodi Mészkö
Frasni	380			Abod Ab-1 jelű f.	
Giveti	380			Kopasz - hegy	4. Rakacai Márvány
Eifeli	390			Bük - hegy	3. Bükhegyi Márvány
Emsi	390			Borda - völgy	2. Szendrőládi Mészkö
				Felsővadász Fv-1 jelű f.	1. Irotai formáció

2 A Szendrői-hegység paleozóos képződményei

völgyben a Szendrőládi Mészkö kőzetváltozatai találhatóak, legalább egy másodrendű feltolódással. Az összetett antiklinálist alkotó Abodi szerkezeti egység déli szárnyán nyugaton a Kakas-kő és a Bük-hegy sárgásfehér, vastagpados kristályos mészköve található, ami keleten világos barnásfehér kristályos mészkőbe megy át (Bükhegyi Márvány). Tektonikusan erősen zavart, északi részén uralkodóan északias dőléssel.

A hegység déli peremén, a borsodi Várhegygel kezdődően, attól nyugati irányban devon mészkőből (Szendrőládi Mészkö, Abodi Mészkö) álló gerinc neogén alól kibúvó, elszigetelt feltárásai sorakoznak.

Az egész hegységre vonatkozóan jellemző a redőtengelyek 15–20° közötti ÉK-i, K-i dőlése. Ennek következtében a szinklinálisok K felé kiszélesednek, az antiklinálisok beszűkülnek. Ezzel magyarázható a Szendrői Fillit Gadna környéki fel-

lépése és a hegység K-i előterében – a medence-aljzatban – uralkodó elterjedése.

A Szendrői paleozóos rétegösszlet litosztratigráfiai egységeinek kronosztratigráfiai besorolását a 2. ábra szemlélteti.

Litosztratigráfiai egységek

Irotai formáció

Az Irota és Gadna közötti területen feltárt sötétszürke–fekete meszes, grafitos, kovás, pirites agyagpala és finom törmelékes metahomokkő rétegtani elkülönítését már a korábbi szerzők is indokoltan tartották (REICH LAJOS 1952: peremi agyagpala, ill. Irotai sorozat-ként; RAINCSÁKNÉ KOSÁRY ZSUZSANNA 1978: felső törmelékes rétegcsoport, ill. Gadnai formáció néven). KOSÁRY a

formáció hidrotermális átalakulását is megállapította („Irotától D-re, Irota és Szakácsi között gyakori a lilászörös-vörösesbarna vasas és mangános homokkő és agyagpala, valamint a vasas-mangános kovapala is. Ezek a rétegek... feltehetően hidrotermális bontáson és átalakuláson is átesetek”). Ide tartozónak ismerte fel az Alsóvadász Av-1 jelű fúrás 1034,60–1219,60 m közötti rétegsorát is.

KOVÁCS SÁNDOR az Irota és Gadna közötti Vinnyicska-hegyen, a kovás agyagpala fölött települő, tabulatás Szendrőládi Mészövet talált. Ezt a települési módot állapította meg – ez esetben már kétségtelen üledékfolytonossággal – a Felsővadász Fv-1 jelű fúrás rétegsorában is. Ily módon ez a képződmény a hegység legidősebb, feltehetően alsódevon kori rétegtani egysége.

Az Irotai formáció földtani alapszelvényének a teljes magvételrel mélyült Felsővadász Fv-1 jelű fúrás rétegsorát tekinthetjük. Földtani kifejlődését a 3. ábra és a következő rövid áttekintés érzékelteti.

A miocén képződmények alatt: 166,3–199,3 m között, sötétszürke agyagpala ágazott, Tabulatákat tartalmazó márga-mész márga padok találhatóak (170,4–171,1 és 189,9–199,3 m között). Ez a rétegcsoport a Szendrőládi Mésző formációba sorolható.

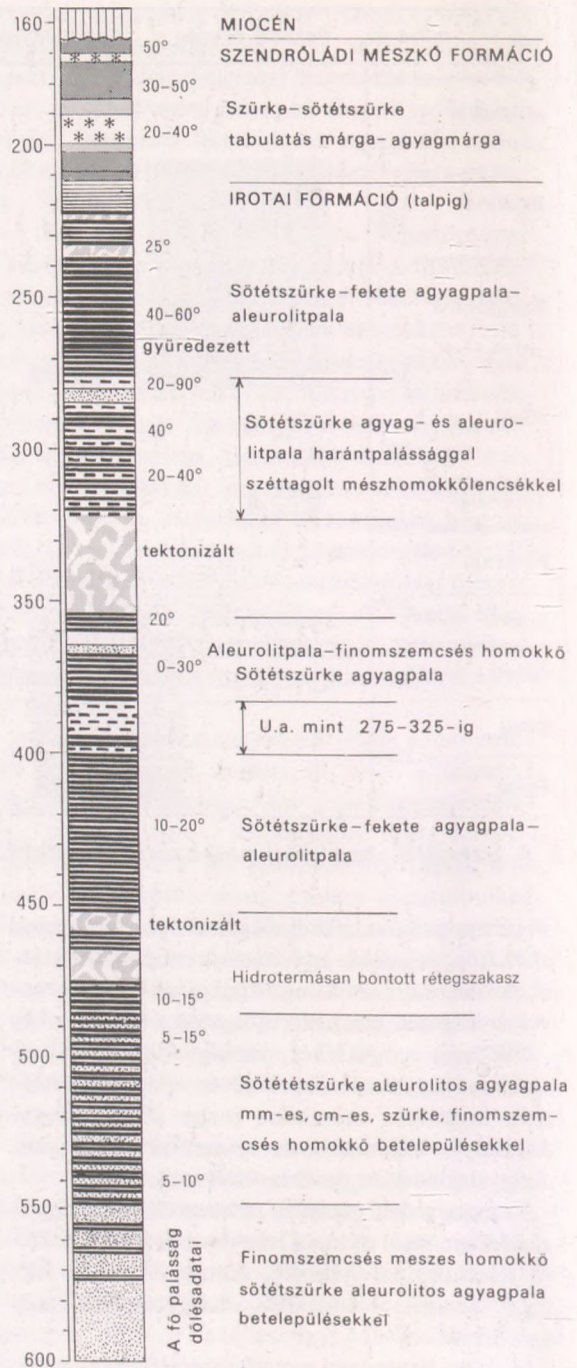
199,3 m-től 272 m-ig sötétszürke-fekete meszes agyagpala-aleurolitpala rétegsor következik (tektonikus igénybevétel mentén kilúgozott, világosszürke-barnásszürke szakaszokkal).

272-től 325 m-ig sötétszürke agyagpala-aleurolitpala váltakozik finomszemcsés homokkő és kettős palásodással széttagolt mészhomokkő-lencsés réteggel.

325 m és 475,5 m között ismét a sötétszürke-fekete meszes agyagpala-aleurolitpala uralkodó részarányú, és alárendelt szerepűek (366,4–367,4, 383,2–394,6 és 396,2–399,7 m között) a finomszemcsés homokkő és mészhomokkő-lencsés rétegek. Tektonikus zónák menti kilúgozás és kovásodás ebben a rétegszakaszban is gyakori.

484,5 m-től 600,1 m-ig (a fúrás talpáig) a finomszemcsés meszes homokkő az uralkodó kőzetkifejlődés, és alárendelt szerepű a sötétszürke meszes agyagpala-aleurolitpala.

A tabulatás rétegek alatti 400 m látszólagos



3 A Felsővadász Fv-1 jelű fúrás rétegsora az Irotai formáció típus-szelvénye

vastagságú törmelékes (meszes agyagpala–aleurolitpala, finomszemcsés meszes homokkő) összlet ősmaradványokat nem tartalmaz.

Az erőteljes hidrotermális metasomatózis eredménye a töréses rétegszakaszok világosszürke, világos barnásszürke elváltozottsága, kilúgozottsága, kovásodása; kvarclencsék és fészkek be települése. Az agyagpala paragonitosodott; alacsony hőmérsékletű teletermás ásványtársulások (montmorillonit, kvarc, pirit, sziderit és kevertre te ges agyagásványok) töréses zónák mentén nagyobb mélységben is (375 m) keletkeztek. KOSÁRY monográfiájából ismerjük az agyagpalában a Ti 6000 ppm mennyiséget, a Mn 1000–6000 ppm átlagértékét (10 000 ppm maximumát) és a Ba-tartalom 1000 ppm értékét. A magas Fe, Mn, Ba-tartalom rudabányai típusú hidrotermális metasomatózisra utalhat.

Szendrőládi Mész kő formáció

A hegység déli részén a legnagyobb elterjedésű képződmény, amely a Nagy-Csákány-völgytől (Garadna-völgy) Szendrőládig terjed. Nyugaton a Kosár-domb és a Mészégető-völgy (Borda-völgy) területétől DNy–ÉK-i csapásban a Gordonyos-bérc és az Irnak-hegy tömegében folytatódik, majd Abod és Irota között Ny–K-i csapásba fordul. Kisebb feltárásait a hegység déli peremén Borsod és Edelény határában is megtaláljuk. Gazdag ősmaradvány-tartalmú lelőhelyek találhatók a Mészégető-völgyben (4–5) [1]. Itt mélyült a Szendrőlád Szl–6 jelű földtani alapfúrás (6) is. Jó feltárások vannak az Irnak-hegy déli peremén a Gordonyos-bérc nyugati és déli oldalán, valamint a Nagy-Csákány-völgyben a Farkas-oldalon. Szakácsi és Irota határában is megtalálható.

A Szendrőládi Mész kő fekvője az Irota környékén felszínre bukkanó, valamint a Felsővadász Fv–1 és Alsóvadász Av–1 jelű fúrásokkal feltárt Irotai formáció. A jelenlegi megítélés szerint a Szendrőládi Mész kő a Bükhegyi és a Rakacai Márvánnyal heteropikus fáciesű, ezért valószínű, hogy helyenként összefogazódnak. Északon erősen tektonizált övben, az Abodi Mész kő pikkelye-

ivel együttesen a Szendrői Fillitre tolódott. Délen meredek törés mentén érintkezik a Bükhegyi Márvánnyal. Szerkezeti jellege többnyire lapos boltozatokból, alárendeltebben meredek, kissé átbuktatott pikkelyekből álló összetett antiklinális. Ez a szerkezet megnehezíti az egybefogazódó heteropikus fáciesek térképi különválasztását, a litosztratigráfiai és a szerkezeti tagolást.

Kőzettani kifejlődés

A Szendrőládi Mész kő kőzetváltozatai négy kifejlődési típusba sorolhatók: a) foltzátonyfáciesű mész kő, b) medencefáciesű mész kő, c) finomhomokos–aleurolitos mész kő, d) finomszemű homokkő–aleurolitpala–fillit. Egymást helyettesítő heteropikus fáciesek [2].

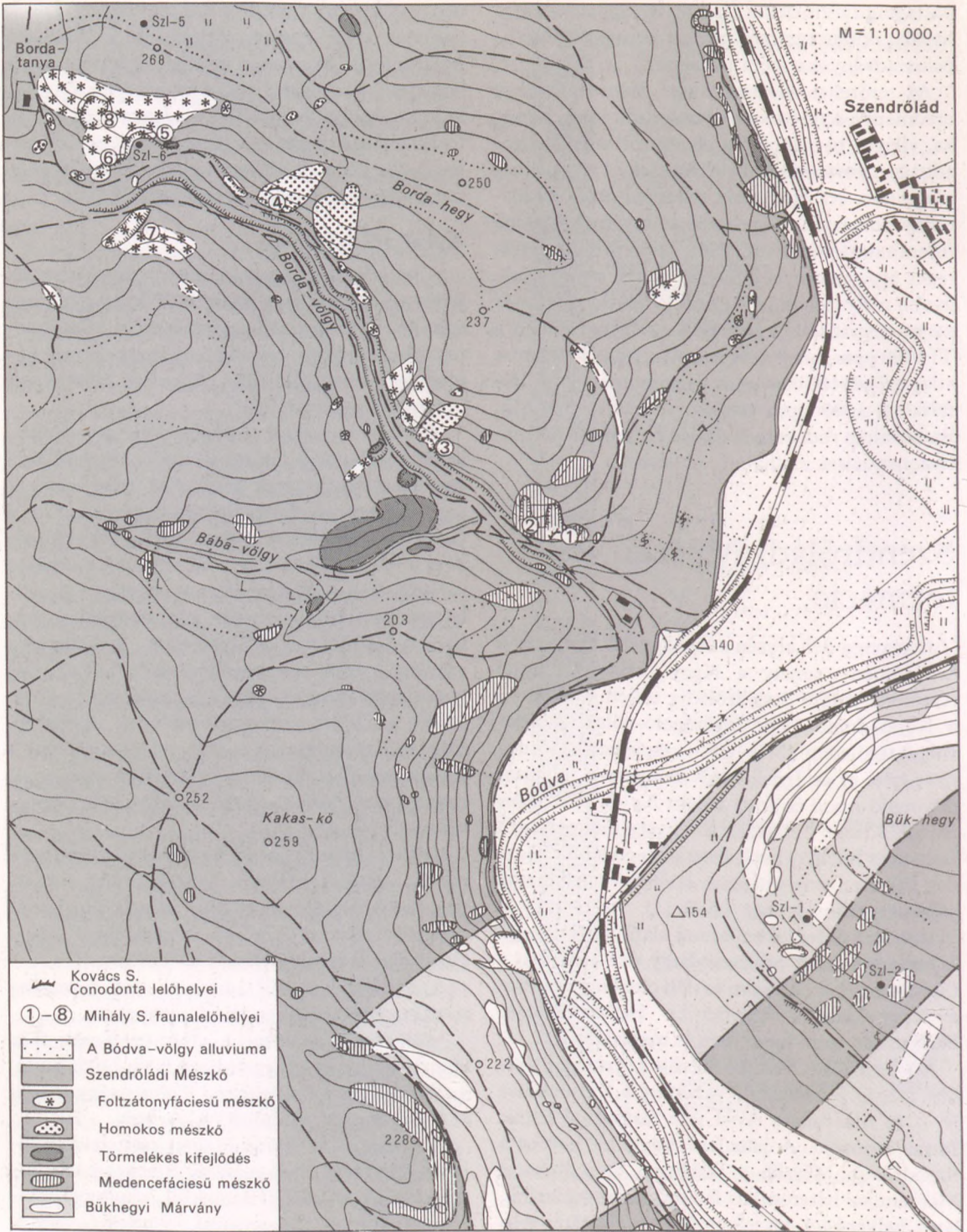
A foltzátonyfáciesű (*bioherma*) mész kővet elsősorban Tabulaták telepei alkotják, amelyek törmeléke a foltzátonyok környékén áthalmozva is megtalálható. A foltzátonyok környezetében a Crinoidea törmelék is gyakori. Jellemzős kifejlődése a fehér–szürkésfehér vastagpados, szilánkos törésű, sávós, durvakristályos mész kő. A koralltelepek és a koralltörmelék a biohermákban felismerhetetlenül átkristályosodott. A Crinoidea vázelemek több mm-es sötétszürke kalcitkristályok alakjában vannak jelen, és helyenként 1–2 cm vastag lencséket, zsinórokat alkotnak. A biohermák kalcitkristályai 200–300 μm átmérőjűek, a CaCO_3 -tartalom 93–97%. A sötétebb sávokat finomdiszperz pirit és grafitosodott szerves anyag hozza létre.

Gyakori kőzettípus a jól rétegzett, sötétszürke tömött, finomkristályos mész kő, fehér foltokban–sávokban jelentkező átkristályosodott korall törmelékekkel, szórt Crinoidea vázelemekkel. A kalcitkristályok átlagos mérete 80–120 μm .

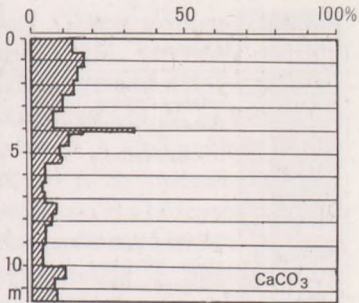
A Tabulaták belső szerkezete csak a márga-mész márga rétegekben tanulmányozható.

Jellemzős feltárásai a Mészégető-völgyben (Borda-völgy) és az Irnak-hegy ÉNy-i oldalában, a Nagy-Csákány-völgyben, Tóharasztpusztánál és a Gordonyos-bérctől K-re vannak.

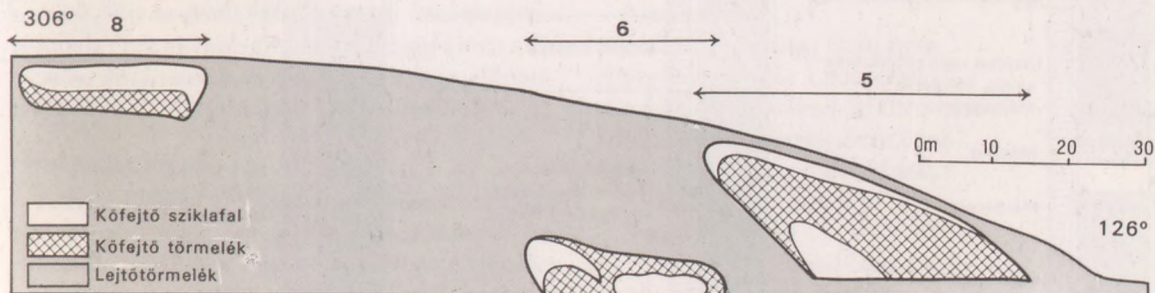
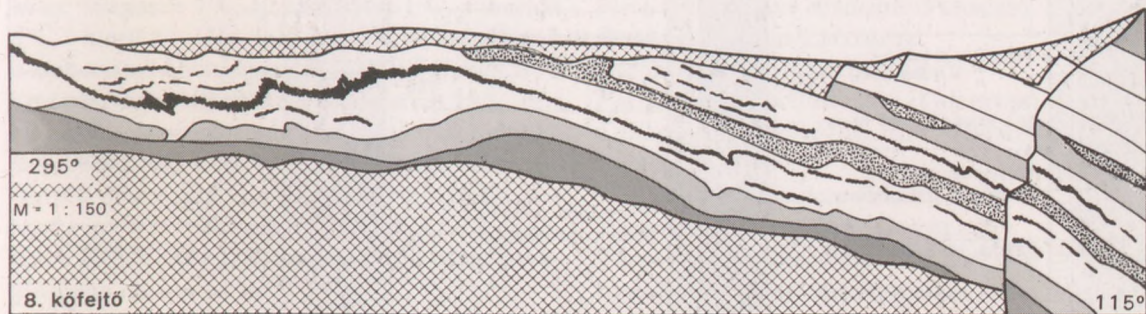
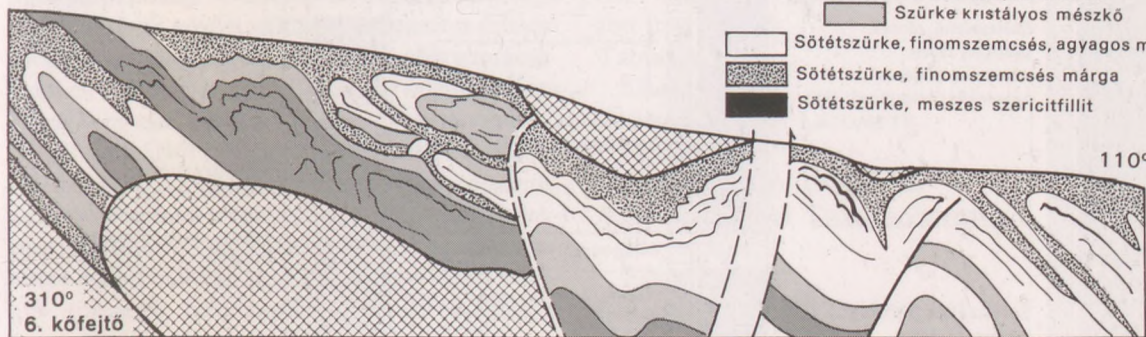
A medencefáciesű mész kő sötét kékeszürke, tömött–finomkristályos mész kő. Réteges-pados kifejlődésű, sima rétegfelzínekkel, vékony szericitesedett agyagfilm bevonattal. Jellemző ősmaradványai a Conodonták; korall nem található benne.



4 A Szendrői Mész és a Bükhegyi Márvány tipusterülete (Kovács Sándor)

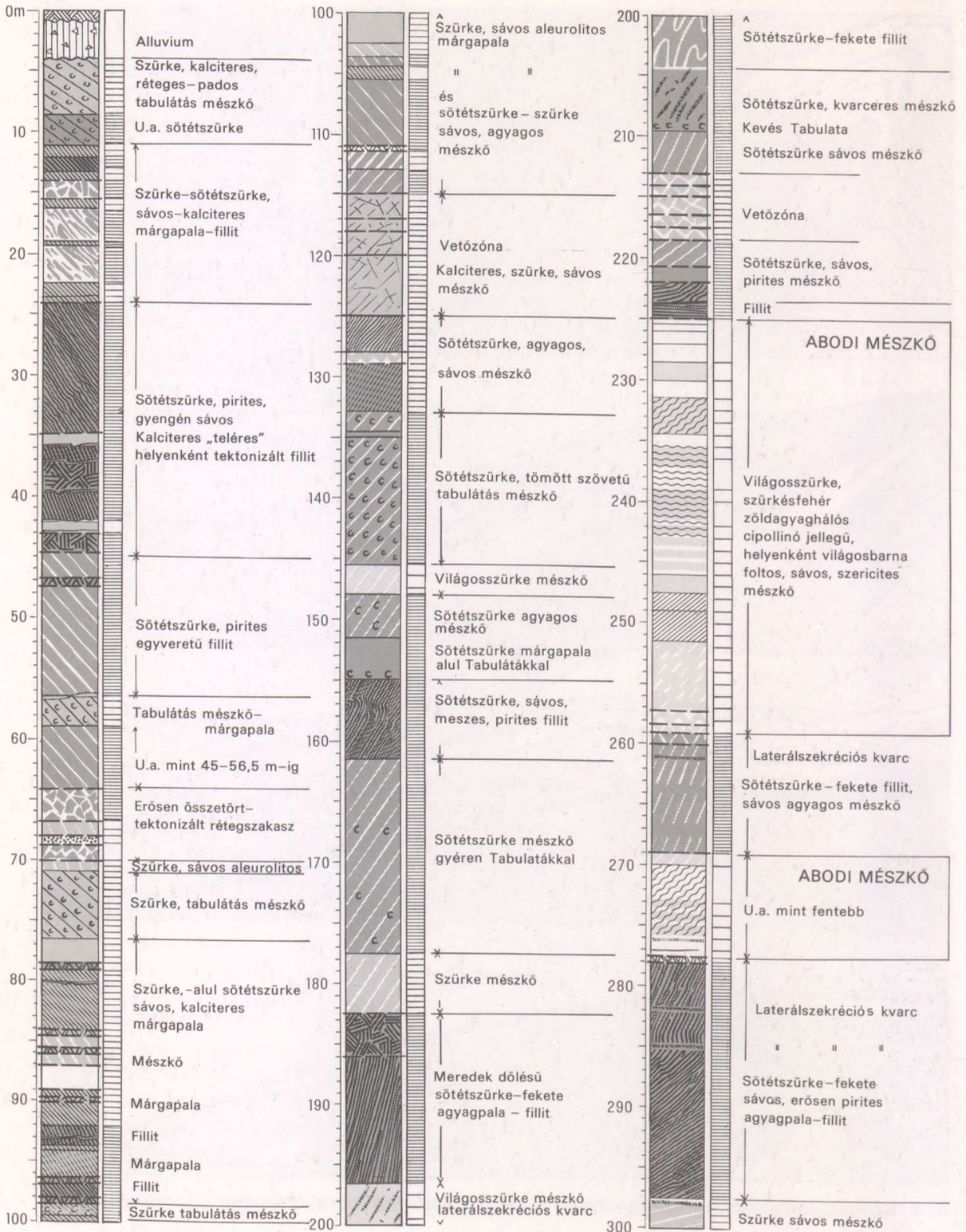


A 8. sz. kőfejtő rétegeinek CaCO₃-tartalma



5 A Szendrőládi Mésző borda-völgyi 5., 6. és 8.sz. feltárása (Péro Cs.)

- Törmelék
- Világosszürke, sávos durvakristályos mészkő
- Szürke kristályos mészkő
- Sötétszürke, finomszemcsés, agyagos mkő
- Sötétszürke, finomszemcsés márga
- Sötétszürke, meszes szericitfillit



6 A Szendrőládi Szl-6 jelű földtani alapfúrás rétegsora (Szendrőládi Mészkő és Abodi Mészkő)

A medencefáciesű finomhomokos–aleurolitos mészkő szürke–sötétszürke, réteges–pados kifejlődésű, sima rétegfelszínekkel, agyagos–aleurolitos eredetű, fillites réteglapokkal. Gyakoriak a mészpala, vagy aleurolitpala betelepülések. Jellegzetes feltárásai a borsodi Várhegyen és Irota környékén tanulmányozhatók.

A medencefáciesű finomtörmelékes kifejlődés világos szürke, finomszemcsés meszes metahomokkő, aleurolitpala és sötétszürke fillit váltakozásából áll. Gyakran vékony agyagos mészkő és vastagabb (2–10 cm) homokos mészkőrétegek tagolják, melyekből Conodonták is előkerültek. Jellemző a néhány mm-es ritmikus üledékváltozás. Gyakori a harántpaláság. A CaCO_3 -tartalom mennyisége széles határok között változik. Jellegzetes feltárásai a Bába-völgy elején, a Kanyica-völgy torkolatánál és a Közép-bérc Ny-i végén, valamint Irota környékén találhatóak.

A Szendrőládi Mészkő közettípusaira általánosan jellemző az üledékes–diagenetikus dolomit, amelynek aránya a finomtörmelékes kőzetfáciesben magasabb (0–20%, átlag 8%), mint a karbonátos kőzetfajtákban (0–12%, átlag 4%). A terrigén törmelék finomhomokos–aleurolitos–agyagos érett üledék. A medencefáciesű mészkőben a kvarc átlagosan 7%, a plagioklász 1%, a szericit 5%, a klorit 1%. Hasonló arányok tapasztalhatók a karbonátos finomtörmelékes kifejlődésben is: a kvarc 21%, a plagioklász 3%, a szericit 19%, és a klorit 3%. Az érettségi index: $\text{kl}/(\text{kl} + \text{sze}) = 0,17$ és $0,14$, a $\text{fp}/(\text{fp} + \text{Q}) = 0,13$. Említésre méltó ásványok még a pirit és a kaolinit (1–2%). Helyenként a grafit is feldúsulhat (Szendrőlád ÉK-i szélén, a Közép-bérc DK-i oldalán levő patak bevégyésében).

A metamorfózis az ásványegyüttes, valamint a szericit, illit és grafit kristályossági foka alapján a zöldpala fácies kvarc–albit–muszkovit–klorit alfáciesébe sorolható. A Conodonták erősen átkristályosodtak, deformálódtak, CAI indexük 5–7.

Ősmaradványok

A hegységben a Szendrőládi Mészkő volt az első képződmény, amelyből ősmaradványok kerültek elő. 1942-ben FÖLDVÁRI ALADÁR Crinoidea maradványokat említett. A BALOGH KÁLMÁN és SCHRÉTER ZOLTÁN által 1948–49-ben gyűjtött ko-

rallfaunát KOLOSVÁRY GÁBOR tévesen felsőkarbonnak határozta meg (1951, 1959). A revíziót végző szovjet specialisták (DOBROLJUBOVA T. A. CSUDINOVA I. I., KABAKOVICS N. V. és TESZAKOV J. I.; valamint SZLAVIN V. I. által gyűjtött anyagot feldolgozó SZOKOLOV B. Sz.) megállapították, hogy a fauna devon időszaki és a középsődevonnál nem fiatalabb. Ezúttal került sor MIHÁLY SÁNDOR széleskörű új anyaggyűjtésére és monografikus anyagfeldolgozására. Lelőhelyei: a Mészégető-völgy (Borda-völgy), Benedektanya, Irnak-hegy, Tóharasztpuszta, Gordonyos-bérc, Garadnapuszta, Nagy-Csákány-völgy (Garadna-völgy) az abodi Szőlő-hegyig és Irota ÉNy-i vége. Összesen 11 genust, 19 speciest és 2 subspeciést határozott meg:

Tabulata

Chaetetidae

Chaetetes magnus LECOMPTE

Heliolitidae

Heliolites porosus (GOLDFUSS)

Heliolites vulgaris TSCHERNYSCHEW

Favositidae

Favositinae

Favosites goldfussi D'ORBIGNY

Favosites goldfussi goldfussi D'ORBIGNY

Favosites goldfussi eifeliensis (PENECHE)

Favosites robustus LECOMPTE

Favosites antipertusus LECOMPTE

Pachyfavosites polymorphus (GOLDFUSS)

Caliopora battersbyi (M. EDW.-HAÏME)

Pachyporinae

Thamnopora reticulata (BLAINVILLE)

Thamnopora boloniensis (GOSSELET)

Thamnopora cf. *micropora* LECOMPTE

Gracilopora cf. *acuta* CHUDINOVA

Striatopora sp.

Alveolitinae

Alveolites fornicatus SCHLÜTER

Alveolites minutus LECOMPTE

Alveolites megastomus STEININGER

Alveolites taeniformis SCHLÜTER

Squameoalveolites iveni MIHÁLY

Auloporidae

Syringoporinae

Syringopora eifeliensis SCHLÜTER

Syringopora crista SCHLÜTER

[3]–[5]

Az ősmaradványok háromnegyed részét Favo-

sitesek és Thamnoporák teszik ki. A Tabulaták fajlétői alapján a fauna kora eifeli-givéti.

A fauna sajátossága, hogy Tabulatákon és Crinoideákon [*Stylocrinus tabulatus depressus* (MÜLLER), *Tetralobocrinus perplexus* (DUBATOLOVA), *Cupressocrinites gracilis* (GOLDFUSS)] [6] kívül más faunaelem [Rugosa sp. indet., Gastropoda sp. indet., *Murchisonia* (?) sp.] csak elvétve található.

A Szendrőládi Mészke medencefáciésű kőzetváltozataiból, a Mészégető-völgyből, a Bük-hegy É-i lábáról, Szakácsi határából, valamint a borsodi Várhegyről és a Balajttól Ny-ra levő feltárásból származó mintákból KOVÁCS SÁNDOR a formáció középsődevon korát igazoló Conodontákat határozott meg:

Polygnathus linguiformis HINDE ssp.

Polygnathus sp., *Icriodus* sp.

A Szendrőládi Mészke finomtörmelékés fáciésének a felsődevon alsó részébe való felhúzóadását igazolja az Irota Ny-i szélén lévő feltárások Conodonta faunája:

Táblamagyarázatok [1]–[6]

[1] Foltzátónyfáciésű, koralltörmelékés

Szendrőládi Mészke
a Mészégető-völgy (Borda-völgy)
8. sz. (A) és 5. sz. (B) kőfejtőben

[2] A Szendrőládi Mészke kőzetváltozatai

A Foltzátónyfáciésű mészke
Szendrőlád, Szi-6 jelű fúrás 9,6–10,5 m, 1 ×
B Mészfillit Irota ÉNy-i végén
C Finomtörmelékés medencefáciésű mészke
Borsod, Várdomb D-i oldal

[3] A foltzátónyfáciésű Szendrőládi Mészke Tabulata faunája I. (MIHÁLY S.)

A *Heliolites vulgaris* TSCHERNYSCHEW
Szi-6 jelű fúrás 175,7 m, 5 ×
B *Chaetetes magnus* LECOMPTE
Szendrőlád, Tóharasztpuszta, 3,5 ×
C *Favosites goldfussi goldfussi* D'ORBIGNY
Szendrőlád, Mészégető-völgy, 3. lelőhely, 2 ×
D *Favosites goldfussi eifeliensis* (PENECKE)
Szendrőlád, Mészégető-völgy, 3. lelőhely, 2 ×
E *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY
Szendrőlád, Irnak-hegy, 2 ×
F *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS),
2,7 ×
G *Favosites robustus* LECOMPTE
Szendrőlád, Garadnapuszta, 2,3 ×
H *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS)
Szendrőlád, Irnak-hegy, 1 ×

[4] A foltzátónyfáciésű Szendrőládi Mészke Tabulata faunája II. (MIHÁLY S.)

A *Thamnopora boloniensis* (GOSSELET)
Szendrőlád, Tóharasztpuszta, 2 ×

Ancyrodella sp.

Icriodus cf. *alternatus* BRANSON et MEHL

Icriodus nodosus STAUFFER

Icriodus symmetricus BRANSON et MEHL

Palmatolepis sp.

Polygnathus pollocki DRUCE

Polygnathus cf. *webbi* STAUFFER

Polygnathus ex gr. *asymmetricus* ZIEGLER

Polygnathus ex gr. *nodocostatus* ZIEGLER

Polygnathus sp.

A bio- és litosztratigráfia együttes értékelése alapján egy, a gráci paleozoikumon át a Déli-Karavankák–Karni-Alpok felé mutató kapcsolat valószínűsíthető. A gráci középsődevonnal való hasonlóság különösen szembevetendő: így a Hochlantsch fáciés Hubenhalti Mészkekövel, Calceolás rétegeivel és a Quadrigeminum Mészkekövel, valamint a Rannach fáciésben a Barrandei Mészkekövel. Az ősmaradványokon kívül az ősföldrajzi rokonságra utalnak a self foltzátónyok és a mélyebb vízi intraself üledékek.

B *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)

Szendrőlád, Irnak-hegy, 1,5 ×

C *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE)

Szendrőlád, Irnak-hegy, 1 ×

D *Caliaporra battersbyi* (M. EDW.–HAÏME), 1 ×

E *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, Szendrőlád,
Mészégető-völgy, 3. sz. lelőhely, 1 ×

F *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, Szendrőlád,
Mészégető-völgy, 8. sz. lelőhely, 2 ×
Mészégető-völgy, 8. sz. lelőhely, 2 ×

[5] A foltzátónyfáciésű Szendrőládi Mészke Tabulata faunája III. (MIHÁLY S.)

A *Alveolites taeniformis* SCHLÜTER, Szendrőlád,
Mészégető-völgy, 8. sz. lelőhely, 10 ×

B *Alveolites minutus* LECOMPTE, Szendrőlád,
Mészégető-völgy, 8. sz. lelőhely, 1 ×

C *Syringopora eifeliensis* SCHLÜTER, Szendrőlád,
Mészégető-völgy, 2. sz. lelőhely, 4 ×

D *Syringopora crista* SCHLÜTER, Szendrőlád,
Garadna-völgy, 4 ×

[6] Crinoideák a Szendrőládi Mészkeből (MIHÁLY S.)

A *Cupressocrinites gracilis* (GOLDFUSS)
Irota, nagy kőfejtő, 9 ×

B *Tetralobocrinus perplexus* (DUBATOLOVA)
Szendrőlád, Irnak-hegy, 10 ×

C *Stylocrinus tabulatus depressus* (MÜLLER)
Irota, nagy kőfejtő, 5 ×

D₁–D₂ *Stylocrinus tabulatus depressus* (MÜLLER)
Rakacaszend Rsz-3/1sz. fúrás 254–256 m, 20 ×

E Krinoideás-tabulatás mészke főleg
Favositesekkel és Thamnoporákkal
Szendrőlád, Irnak-hegy, 1 ×

F Crinoidea columnalia
Szendrőlád, Kakaskő K-i oldal

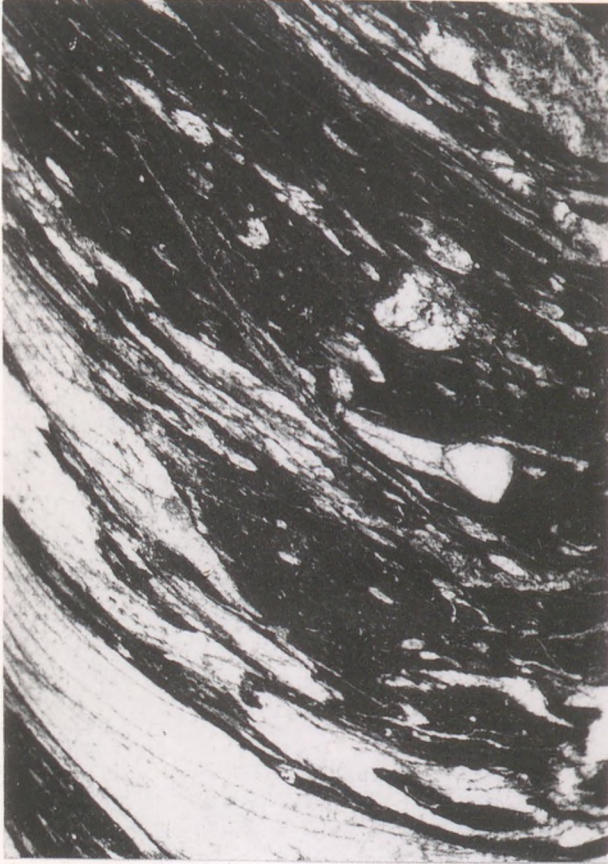
[1]



A



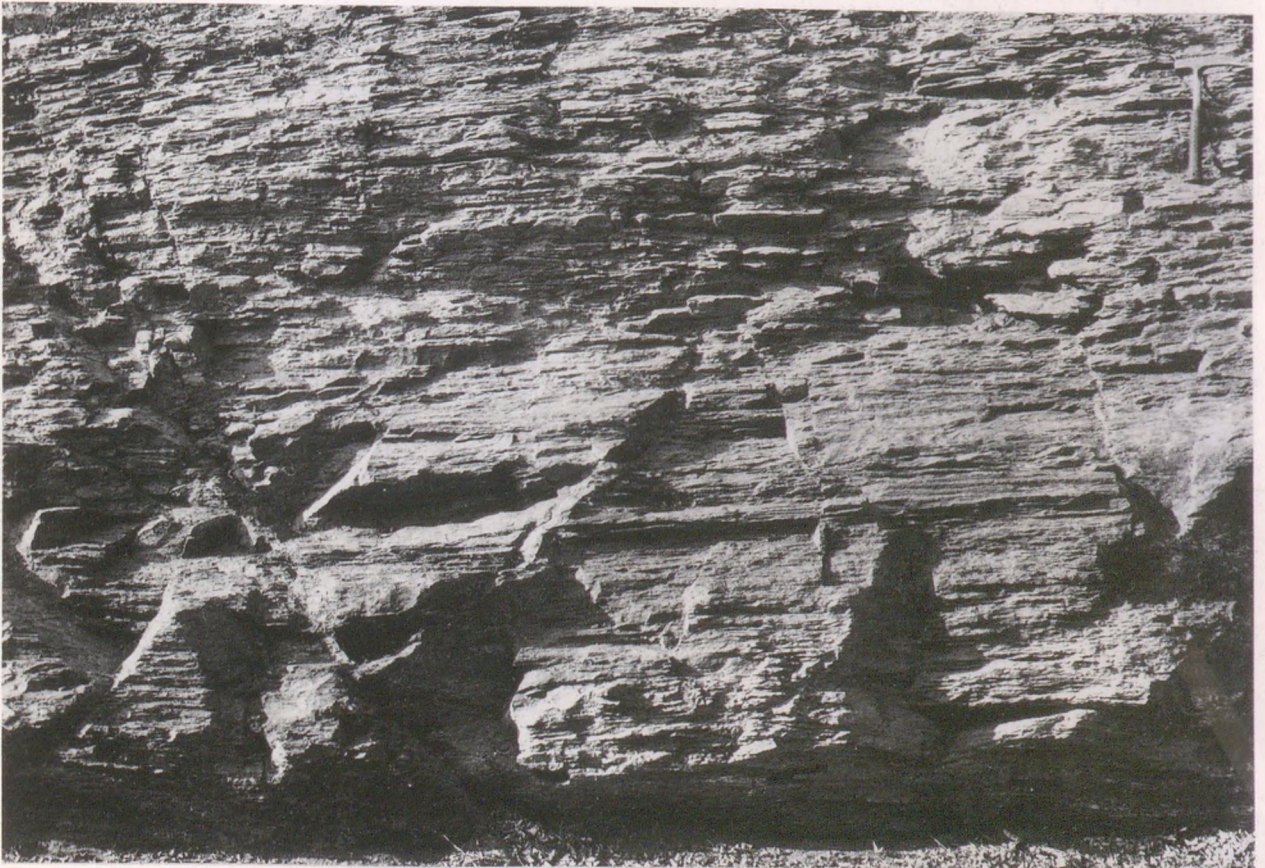
B



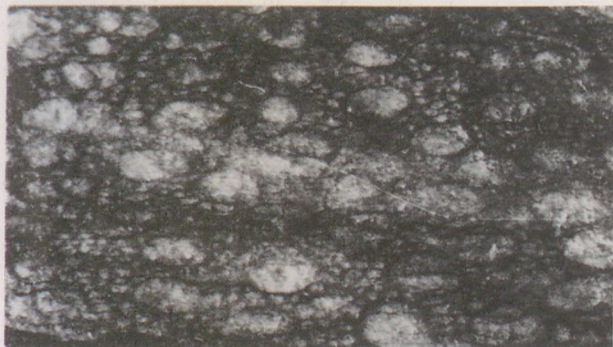
A



B



C



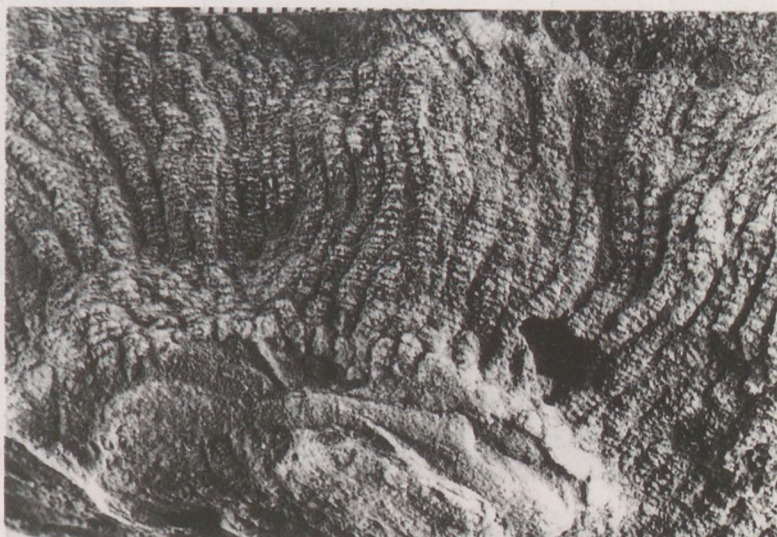
A



B



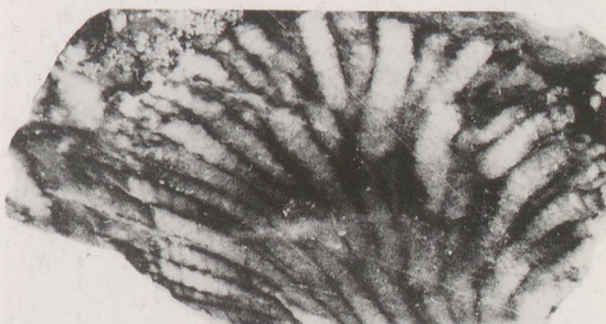
C



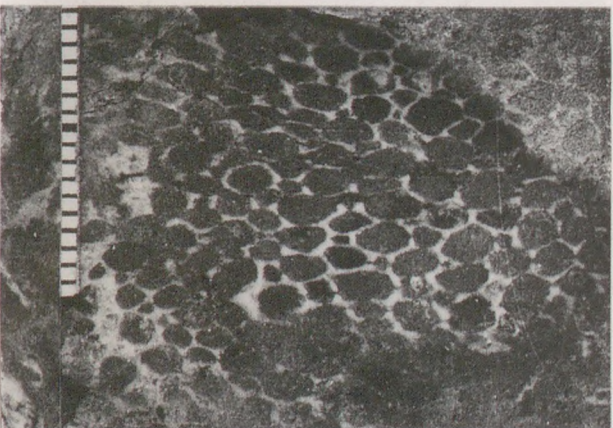
D



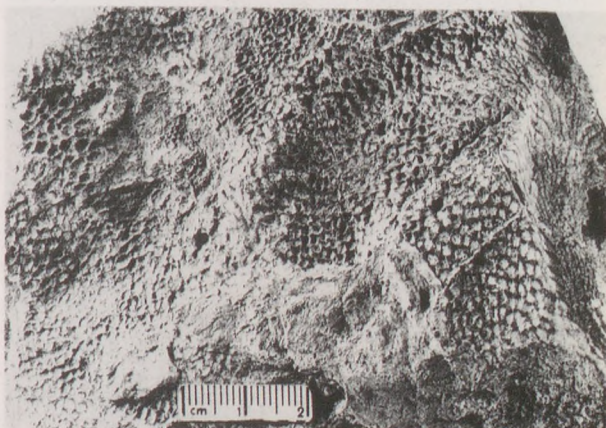
E



F

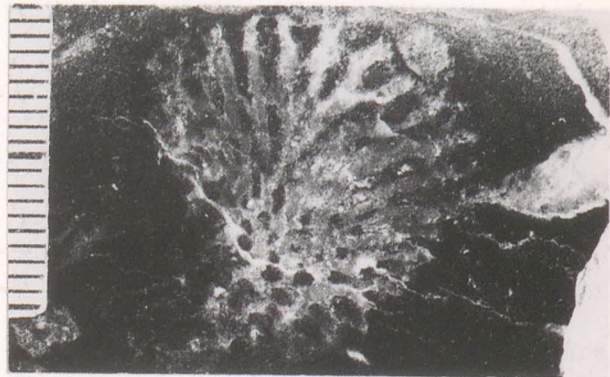


G

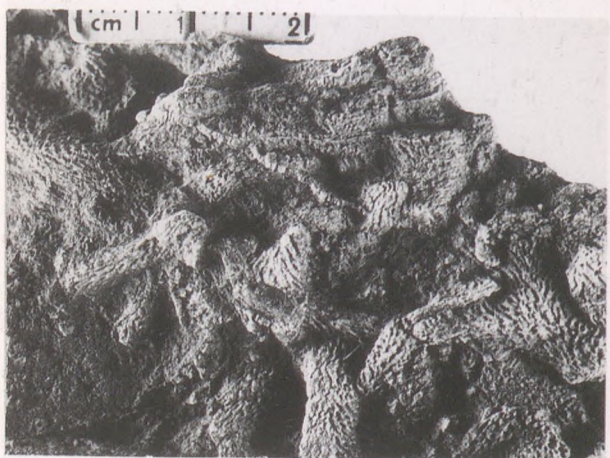


H

[4]



A



B



C



D



E



F



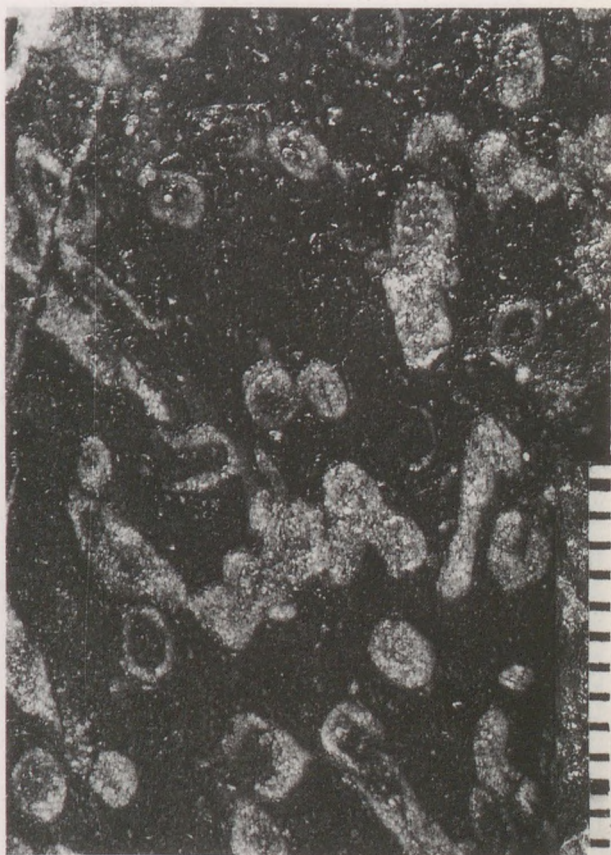
A



B



C

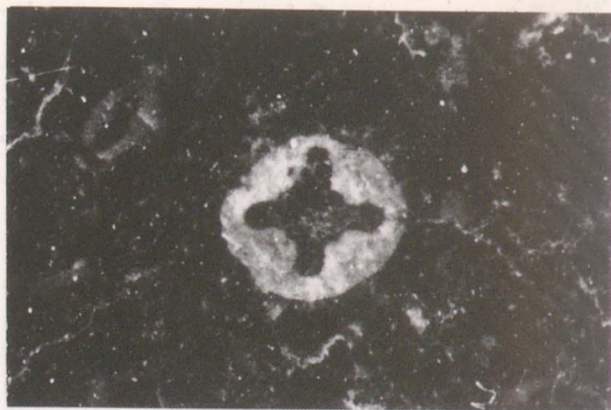


D

[6]



A



B



C



D₁



D₂



E



F

Bükhegyi Márvány formáció

A Szendrőládtól délre, a névadó Bük-hegyről, a Bódva túlpartján emelkedő Kakas-kőről, valamint a szomszédos Kecskés-hegy gerincéről és a Kecskés-hegy délnyugati–déli lejtőjéről ismert. Északon és délen tektonikusan határolódik.

Litosztratigráfiai és szerkezetföldtani pozíciója, valamint közettani kifejlődése alapján a Rakacai Márvánnyal rokonítható, némileg eltérő színárnyalattal és a sávozottság hiányával. Az Abodi Mészkhöz való viszonya tisztázatlan. A borsodi Várhegy és az edelényi vonulat Abodi Mészkhöznek „fedő pozíciójából”, valamint a Rakacai Márványon települő Abodi Mészkhő helyzetéből, a Bükhegyi Márvány esetében is hasonló településmódra gondolhatunk.

A Bükhegyi Márvány típusfeltárása a névadó Bük-hegy északnyugati oldalán levő kőfejtő és környéke. Az itt mélyült díszítőkő-kutató fúrások közül az Szl-1 és -3 jelű fúrás tárta fel a Bükhegyi Márványt. További ezen képződményt feltáró fúrás a hegység környezetében a Damak-1 jelű kutatófúrás.

A Bükhegyi Márvány jellegzetes kifejlődése barnásfehér, világos barnássárga, vastagpados, durvakristályos mészkő. Színe a szerkezetileg erősen igénybevett ankeritesedett–limonitosodott zónák mentén okkersárga–barnássárga. Anyagváltozásból eredő rétegzettség ritkán figyelhető meg; ilyen a Kecskés-hegy kis kőfejtőjében feltárt 4–5 m vastagságú durvaszemcsés fehér mészkőpad. A vastagpados mészkő kalcit szemcsenagysága 500–800 μm . A formáció átlagos szemcsenagysága 100–400 μm , CaCO_3 -tartalma 95–97%, sósavban oldhatatlan maradéka 1,8–2,6%. Oldási maradékának összetétele: szericit 53–62%, kvarc 23–30%, földpát 4–6%, klorit 4–7%; található még kaolinit, kevertréteges szerkezetű agyagásványok és goethit.

Üledékfáciése: a környezeténél magasabb helyzetű, jól szellőzött, oxigénben gazdag karbonátplatform, amelyet csak ritkán tagolnak kissé eltérő kifejlődésű mészkőpadok.

A Bükhegyi Márvány általában ősmaradvány nélküli. Ennek fő oka az erős átkristályosodás.

A Kecskés-hegy fehér, tiszta karbonátos kifejlődésében Crinoidea töredékek ismerhetők fel. Középsődevon–alsófrasnai kora a települési viszonyok figyelembevételével, valamint a Szendrőládi Mészkhöz és a Rakacai Márvánnyal valószínűsített egyidejűsége alapján feltételezhető.

A formáció ásványegyüttese alapján annak metamorf jellege zöldpala fációs (kvarc–muszkovit–klorit–albit alfációs).

Ősföldrajzi kapcsolatait a közeli Upponyi Mészkhő, a távolabbi Polgárdi Mészkhő és a Büki Dolomit képviseli. Alpi megfelelője a Karni-Alpok–Déli-Karavánok karbonátos platform fációs mészköve az ún. Massenkalk.

Rakacai Márvány formáció

A Szendrői-hegység északi szerkezeti egységének (Rakacai egység) jól feltárt képződménye. A Rakaca-patakkal párhuzamosan, helyenként 1,5 km-t elérő szélességben, 15 km hosszan követhető. A többnyire kopár, karsztos, kristályos mészkő vonulat a szendrői Kálváriától a Nagy-Somos-hegyen, a Somos-tetőn, Kopasz-hegyen, Király-hegyen és a Verebes-hegyen át Rakacáig húzódik. Jól tanulmányozható feltárásai: a rakacai tsz kőfejtő fekvő rétegsora, a Batori-völgy felhagyott kőfejtői, Rakacaszend Rsz-6 jelű fúrás, a Kopasz-hegy kőfejtője [7], Rakacaszendtől K-re levő domboldal [7] és D-re az út menti kőfejtő, a Meszestől Ny-ra levő tsz kőfejtő és a Szendrői Sz-23 jelű fúrás (9). Vastagsága kb. 200–300 m.

A Rakacai Márvány felső részében JÁMBOR ÁRON (1961) által kiterképezett „köztes pala”, a fekvő és a fedő Rakacai Márvány azonosságára utaló rétegtani adatok (Verebeshegyi Mészkhő) alapján, tektonikusan becsipett helyzetűnek ítéltető. A Somos-hegy ÉNy-i lábán feltárt jól rétegzett, sötét, kékeszürke, ritkábban vörösesbarna finomkristályos medencefációs mészkő, amely mélyebb frasnai Conodontákat tartalmaz (*Ancyrodella nodosa* ULRICH et BASSLER, *A. rotundiloba* (BRYANT), *Palmatolepis hassi* MÜLLER et MÜLLER, *Polygnathus decorosus* STAUFFER, *Po. parawebbi* CHATTERTON, *Po. sp. ex gr. pollocki* DRUCE, *Icriodus* sp.), feltehetően az Abodi Mészkhő képviselője, és PÉRO CSABA szerkezetföldtani értelmezése szerint nem a fekvője, hanem a fedője a Rakacai

Márványnak. A Rakacai Márvány biztos fekvőjét sem a felszínen, sem fúrásból nem ismerjük.

A Rakacai Márványra több helyütt jellegzetes Abodi Mészke települ (Szendrő Sz-23 jelű fúrás, és Rakacaszend keleti szélén, a Rakacára vezető út É-i oldalán).

Feltehetően az Abodi Mészkehoz sorolható vörösbarna, finomkristályos, néha szericites mendencefáciesű mészkőreliktumok és hasadékkittölések is találhatóak a Rakacai Márványban, ill. annak felszínén: Rakacaszendtől D-re, az út menti kőfejtő környékén (régi márványbánya), a Kopasz-hegyi Kőgödörknél és a Nagy-Somos meszesi oldalán, a frasni magasabb szintjére jellemző Conodontákkal: *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis hassi* MÜLLER et MÜLLER, *Polygnathus* sp. ex gr. *pollocki* DRUCE, *Icriodus* sp.

Rakacaszendről délre az útkanyarban és a Kopasz-hegyen a Rakacai Márványon belül, ill. fellette gyakoriak a krinoideás mészkő betelepülések. Rakacaszend és Rakaca között általános elterjedésű a fedőben a Verebeshegyi Mészke. A Szendrői Fillittel való érintkezés nagyrészt tektonikus, de az eredeti rátelepülés sem zárható ki (pl. a Király-hegy nyugati végén). Ezt igazolják a Szendrői Fillit olisztosztrómáiban előforduló Rakacai Márvány olisztolitok is.

Kőzettani kifejlődés

Fehér-világosszürke, kékesszürke sávos, pados vagy tömeges durvakristályos mészkő [7]. Elmosódott körvonalú fehér, világossárga foltok is gyakoriak. A kalcitkristályok leggyakoribb nagysága 200–300 μm , de a legdurvább változatokban elérheti a 600–800 μm -t is. A viszonylag több oldhatatlan maradékot tartalmazó kékesszürke sávok finomabb szemcséjűek.

Az átlagos CaCO_3 -tartalom 98%. Sósavban oldhatatlan maradéka 0,2–2,5%. Az oldhatatlan maradék főleg kvarcból (50–70%) és szericitből (10–30%) áll, és csak nyomokban tartalmaz földpátot, kloritot, kaolinitet, montmorillonitot, piritet és goethitet. A törmelék érett jellegét igazolja a $\text{kl}/(\text{kl} + \text{sze})$ 0,06–0,08 és a $\text{fp}/(\text{fp} + \text{Q})$ arány, ami 0,12–0,16.

A lagúna-zátony eredetű karbonátplatform eredeti ősmaradványai az átkristályosodás révén felismerhetetlenné váltak.

A Rakacai Márvány heteropikus fáciesű képződménye a Szendrőládi Mészke és egykorú, azonos kifejlődésű a Bükhegyi Márvánnyal. Ösföldrajzi rokonságába tartozik az Upponyi Mészke, a Polgárdi Mészke, a Büki Dolomit, valamint a Karni-Alpok és a Déli-Karavankák zátonymészke képződményei.

Táblamagyarázat

[7] Rakacai Márvány

A Márvány-kőfejtő a rakacaszendi Kopasz-hegyen

B Jellegzetes kőzetkifejlődés, 1 ×

C Nagy vastagságú márványpad

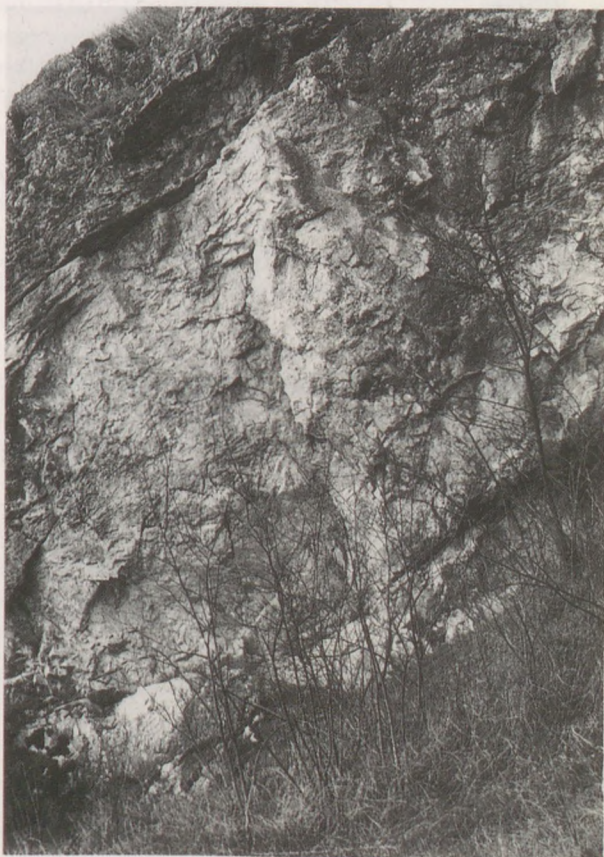
a Rakacaszend-Rakaca közötti út É-i oldalán lévő elhagyott kőfejtőben (Sándorkő)



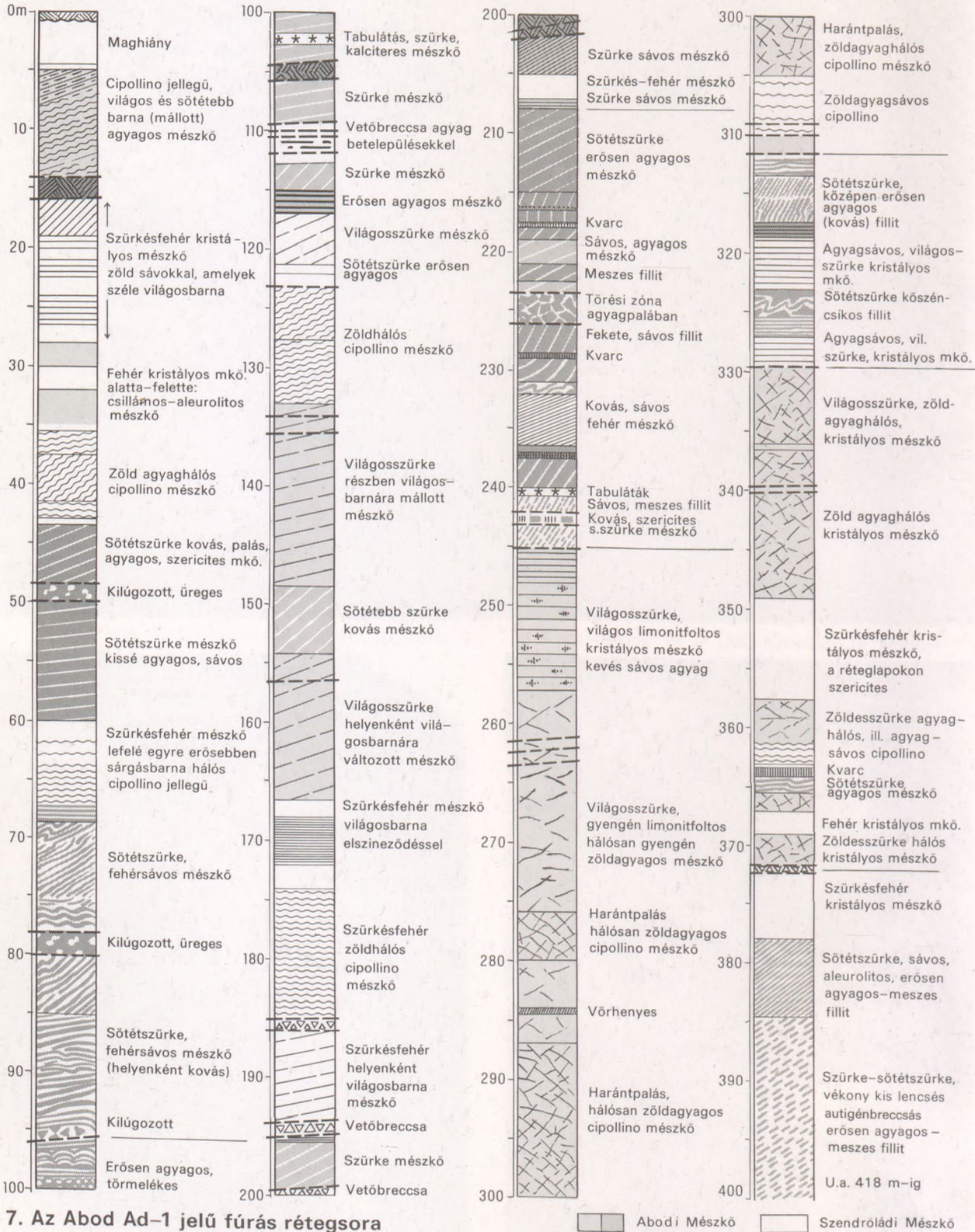
A



B



C



7. Az Abod Ad-1 jelű fúrás rétegsora

Abodi Mészki formáció

Típusos változata fehér, mállottan sárgásbarna, réteges–pados kifejlődésű mészki, utólagos átkristályosodással és palássággal. Jellemzőes a szericit–klorithálós (metatufitos), vékonyréteges, flázeres mészki. A szericit–klorit filmek, valamint a néhány mm–néhány cm vastagságú metatufa az eredeti rétegződéshez kötődnek; a jelenlegi fűrészfogas–hálós megjelenés pedig a kétirányú palásság eredménye.

A tárgyalt formáció típusterülete a Nagy-Csákány-völgyben [8] és Abod északi részén található. Földtani alapszelvénye az Abod Ab-1 jelű fúrás rétegsora (7). Legkeletibb előfordulása az irotai Templomdombon van. A Szendrőládi Mészki területén is több helyütt megtalálható: a Gordonyos-bérc északi lábánál, Búdöskútpusztától délre, a Kosár-hegy északi lejtőjén és a Szendrőlád Szl-6 jelű fúrásban (6). A hegység déli peremén: a borsodi Várhegyen, és az itt mélyült E-476 jelű fúrásban (8), valamint a Bódvától nyugatra levő, Edelény környéki elszigetelt kibúváskokban ismerjük. Abodi Mészki található a Szendrői Várhegy nagy kőfejtőjében (9), a Rakacai Márvány vonulat északi szegélyén: a Szendrő Sz-20 jelű fúrás rétegsorában, a Nagy-Somos északi lábán, valamint Rakacaszend K-i szélén, a Rakacára vezető út mentén.

Az Abodi Mészki legnagyobb elterjedési területén – a déli szerkezeti egységben – folyamatos üledékképződéssel fejlődik ki a Szendrőládi Mészkiből. A Bükhegyi Márványhoz való viszonyát feltárásból nem ismerjük, de feltehető, hogy az a Rakacai Márványéhoz hasonló.

Közettani kifejlődés

Uralkodó a fehér–sárgásfehér, mállottan barnás-sárga, vastagpados közetkifejlődés, de a préseltség miatt általában lemezes elválású. Nagyobb szericit és klorittartalma alapján a karbonátplatform képződményektől jól elkülöníthető. A tiszta karbonátos és a szericitben dúsabb részek váltakozása esetenként mm-es sávzottságban jelentkezik.

A nagyon változó vastagságú (néhány m-től cca. 120 m-ig) formáció három szintre tagolható:

– Rakacai Márványra, illetve a Szendrői Mész-

köre éles határral települő metatufitos mészki (cipollino)

– középütt fehér–sárgás, egyenletesen szericités–kloritos, réteges–pados mészki

– felül sárga–sárgásbarna, helyenként vörösesbarna, szürke, finomkristályos, vékonyréteges–lemezes mészki.

A jellemzőes szericit–klorithálós (cipollino) kristályos mészki kifejlődés konszolidálatlan mészsizaphoz keveredett egyidejű tengeralatti finomszemcsés vulkáni törmelék. Általában fehér, sárgásfehér, néha halvány lilásvörös, 2–3 cm nagyságú mészkiolencsés szövetű. Gyakorik benne az idiomorf, gyengén hullámos kioltású kvarcszemcsék. Szórványosan hintett magnetitszemcsék is megfigyelhetők. A tufitos rétegek átlagos összetétele 70% kalcit, 7% kvarc, 16% szericit, 7% klorit. A földpát, magnetit, hematit, pirit és goethit mennyisége 1% alatti. [9]

Ősmaradványok és keletkezési viszonyok

Az Abodi Mészki medencefaciesű jellegét és felsődevon korát a belőle kikerült Conodonták igazolják:

Icriodus sp.

Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER

Palmatolepis glabra ULRICH et BASSLER

Palmatolepis cf. *hassi* MÜLLER et MÜLLER

Palmatolepis sp.

Polygnathus sp. ex gr. *nodocostatus* ZIEGLER

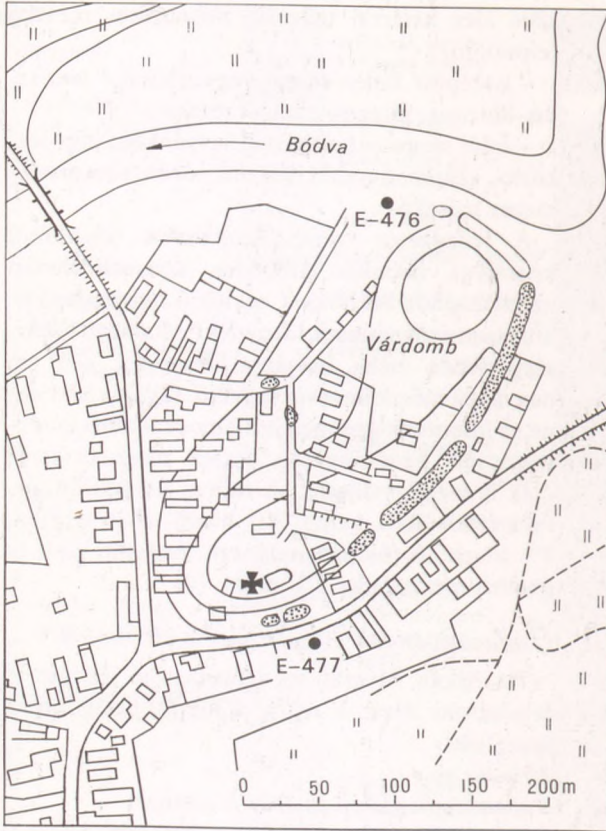
Polygnathus sp. ex gr. *linguiformis* HINDE

Polygnathus sp. ex gr. *xylus xylus* STAUFFER

Polygnathus sp.

A *Palmatolepis* genus kizárólag a felsődevonra szorítkozik. Az alsófamennit bizonyító *P. glabra pectinata* faj az Abodtól nyugatra levő kőfejtőből került elő.

Az Abodi Mészki képződése a Rakacai Márvány és a Bükhegyi Márvány karbonátplatformok frasniban történt feldarabolódása után, egyidejű vulkanizmussal kezdődött és a devon végéig tartott. Ősföldrajzi kapcsolat az Upponyi-hegység Abodi Mészkiével, a gráci paleozoikum calceolás összetételének legfiatalabb, metabazalt és tufatartalmú tagozatával, valamint a Karni-Alpok szericités–kloritos (metatufitos) mészkiével mutatható ki.



- Abodi Mészko
 Szendrőládi Mészko (főleg agyagos-aleurolitos)

E-476

Abodi Mészko

- Szürkés fehér, sárgás-barnás-zöldes (cipollino jellegű) sávós, szericités, kristályos mészko
 Szürke aleurolitos-finomhomokos mészko

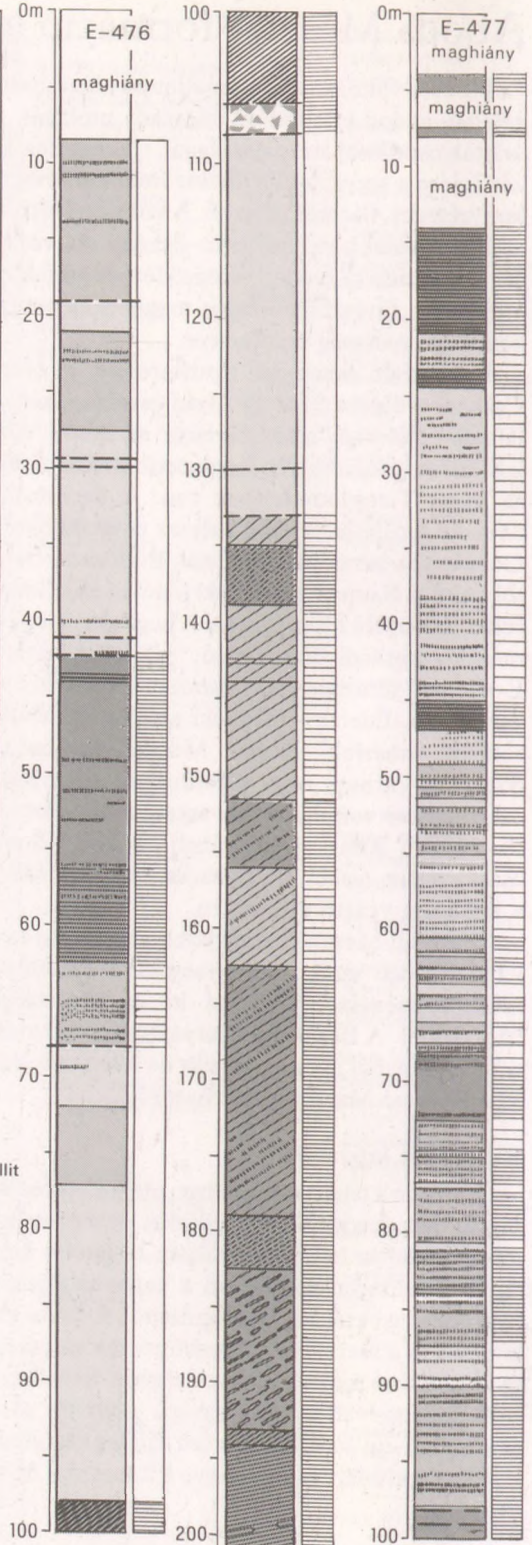
Szendrőládi Mészko

- Átmeneti, szürke sávós, kristályos mészko
 Sötétszürke, agyagos-márgás mészko
 Sötétszürke, finomhomokos mkó.
 Fillit
 Apró mészko-breccsás fillit
 Laterálszekrécións kvarc
 Rétegdőlés

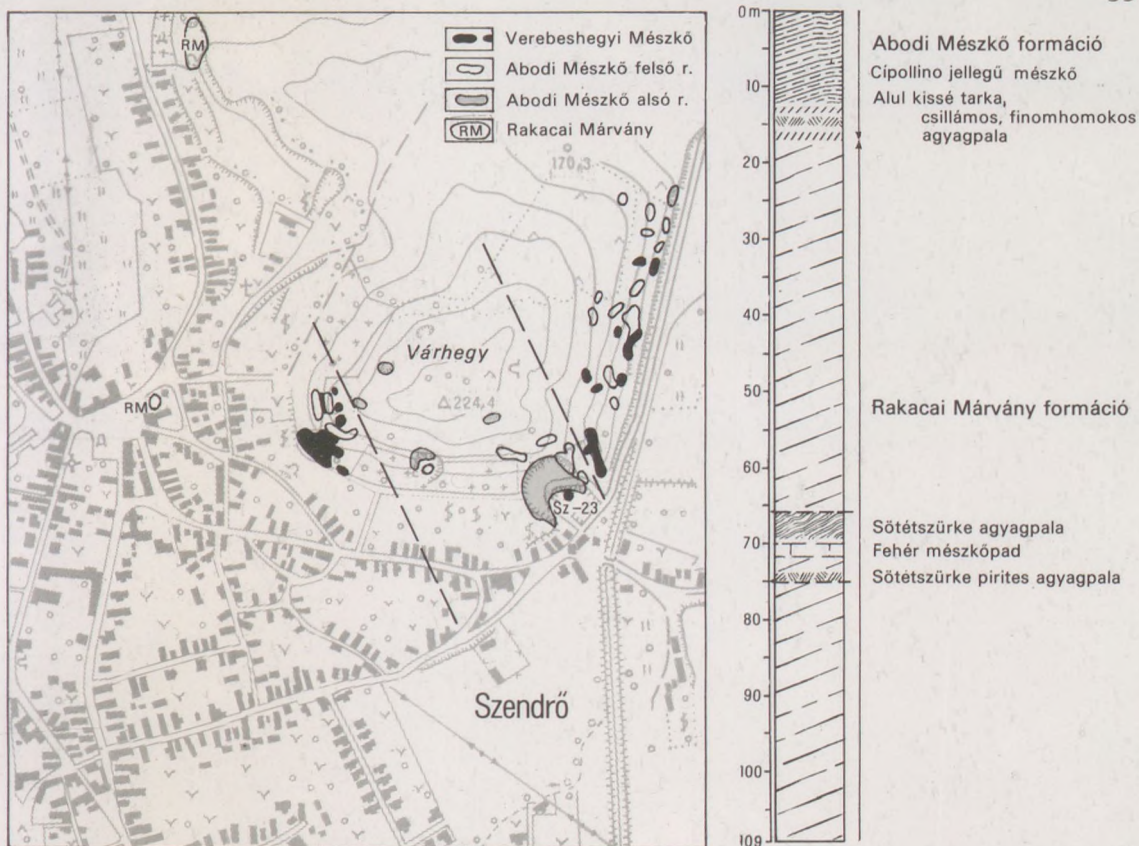
E-477

Szendrőládi Mészko

- Világosszürke, aleurolitos-finomhomokos mészko
 Sötétszürke, agyagos-finomhomokos mészko-márga
 Sötétszürke fillit-meszes fillit
 Laterálszekrécións kvarc



8 A borsodi Vár-domb feltárásai, valamint az E-476 és E-477 jelű fúrások rétegsora



9 A szendrői Várhegy paleozóos feltárásai, és a Szendrő Sz-23 jelű fúrás rétegsora

Metamorfózis

Az Abodi Mészko metamorfózisa zöldpala fáciesű; a kvarc–muskovit–klorit alfáciesbe sorolható, de helyenként átlépi a biotit izográdot is. Ezzel a borsodi paleozoikum legmagasabb fokú metamorfózisát képviseli. A biotit részben a palással párhuzamos lemezeket, részben azzal szöget

bezáró megnyúlt porfiroblasztokat alkot, az átalakulás több fázisú jellegéből következően. A biotit mellett epidot és magnetit is található. A magasabb metamorf-fok összefüggésben lehet az Abodi Mészko zónájának erőteljesebb tektonikai igénybevételével és a hozzákeveredett tufa geokémiai hatásával.

Táblamagyarázatok [8] – [9]

[8] Abodi Mészko a Nagy-Csákány-(Garadna-) völgyben, a Kerek-hegy északi oldalán

[9] Az Abodi Mészko ásvány-kőzettani kifejlődése A–B Szürkészöld „agyagsávos” (metatufitos) cipollino, Abod Ab-1 jelű fúrás 39,6–39,9 és 125,5–125,8 m között, 1,4 ×

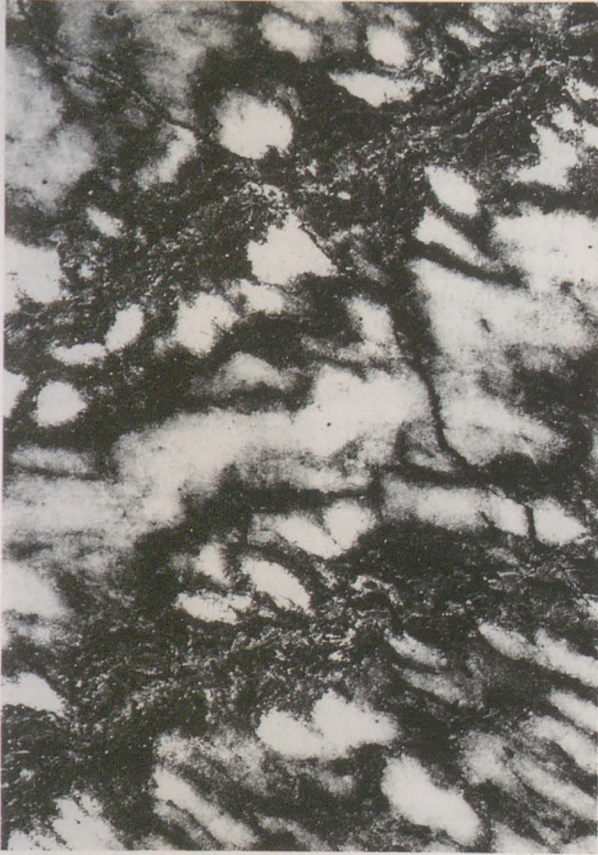
C Magnetit utáni hematit pseudomorfózák cipollino jellegű mészko tufa-eredetű anyagában

Abod Ab-1 jelű fúrás 39,7 m, 36 ×, 1 N

D Epidot hipidiomorf szemcséi cipollino jellegű kristályos mészko

Abod Ab-1 jelű fúrás 268,4 m, 144 ×, 1 N

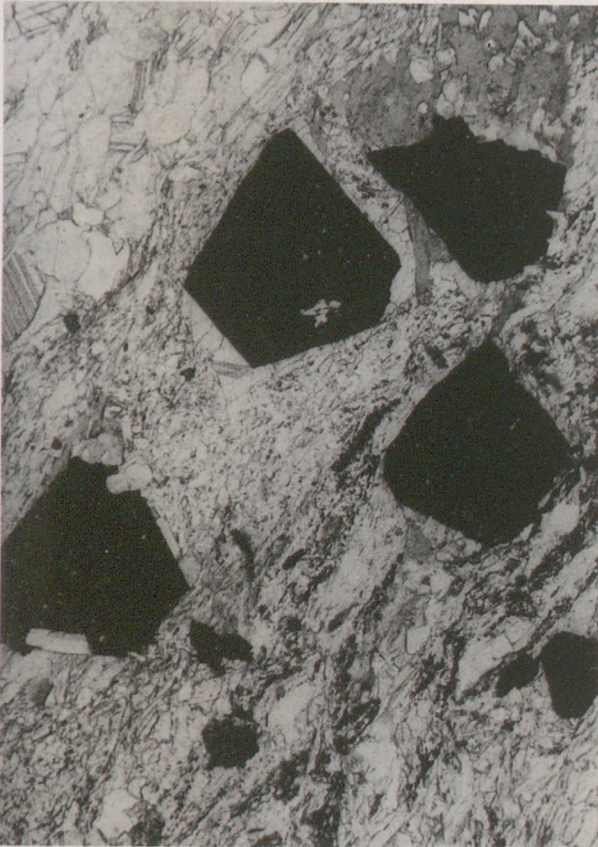




A



B



C



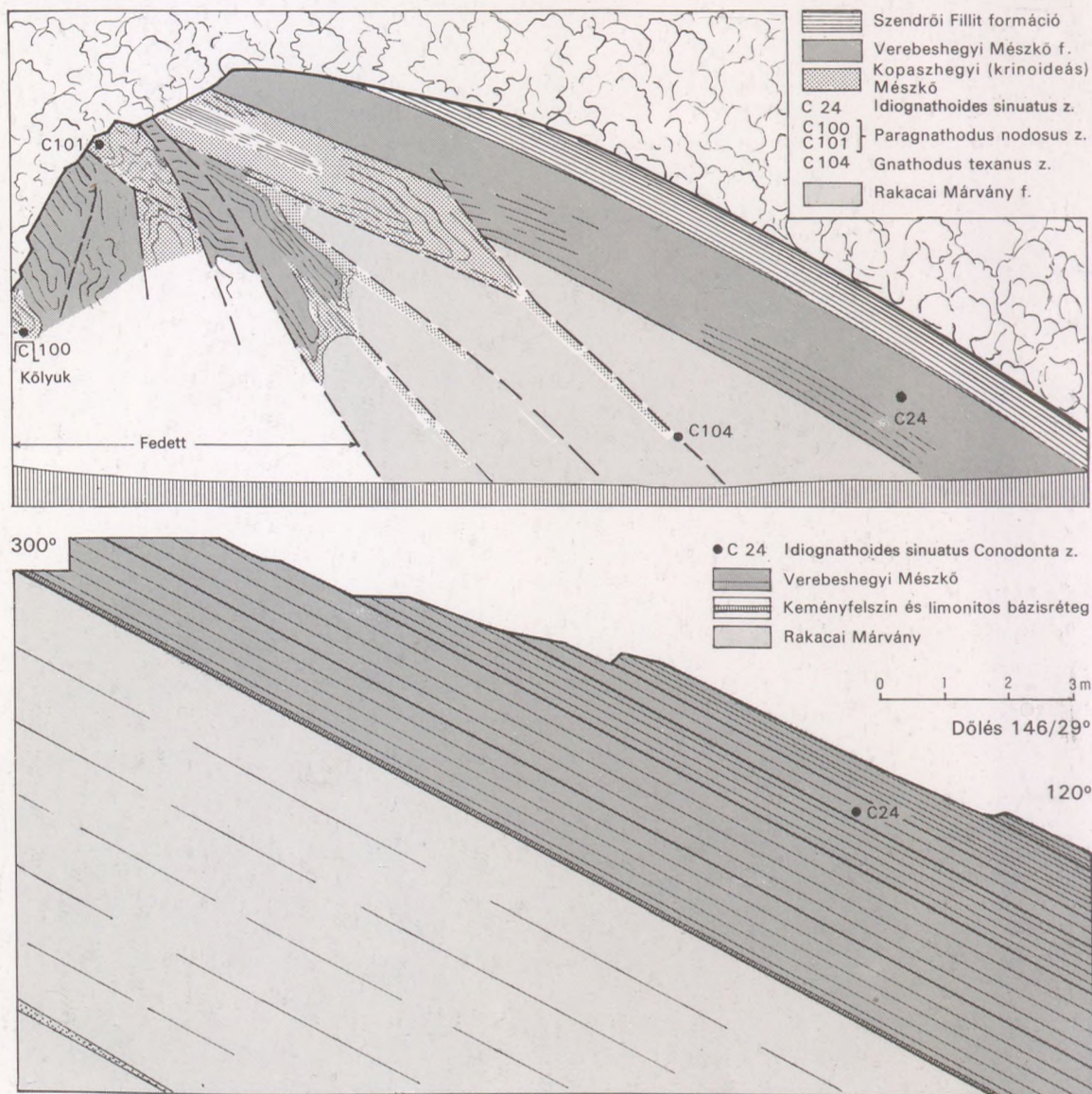
D

Tournaisi mészkő

A devon időszakot követően különleges viszonyok alakultak ki a szendrői paleozoikum egykori keletkezési területén. Tournaisi emeletbeli szárazulattáválásnak a rétegsorokban semmi nyoma nincsen; a tengeri üledékképződés folytatódásának emléke a Szendrői Fillit olisztostrómából és

a Rakacai Márvány hasadékkitöltéseiből előkerült tournaisi Conodonták: *Gnathodus semiglaber* BIRSCHOFF, *Siphonodella quadruplicata* BRANSON et MEHL.

Üledék-elsodró, esetleg visszaoldó körülményekre gyanakodhatunk, erősen kondenzált effermer-epizodikus jellegű, medencefáciesű üledékképződéssel.



10 Rakacai Márvány és középsőkarbon medence fáciesű mészkő (Verebeshegyi Mészkő) a Rakacszentől délre levő útkanyarban

Kopaszhegyi Mészkö

A kopasz-hegyi Rakacai Márvány kőfejtő Ny-i peremén és a hegy Ny-i oldalában számos, márványba települő néhány dm, helyenként néhány m vastagságú, vöröses–barnásszürke krinoideás és sárgásszürke mikrokristályos mészköreteget és padot ismerünk. A betelepülések részben egybeesnek a márvány eredeti rétegződésével, helyenként bizonytalanul anyagkeveredés is megállapítható. Szintektonikus hasadékköltésre, esetenként karsztos üregköltésre, vagy tektonikus begyűrődésre gondolhatunk. (KOVÁCS SÁNDOR megítélése szerint a barnásszürke krinoideás mészkö és a Rakacai Márvány [felső márványként] heteropikus fáciesű, összefogadó üledékek; alsókarbon karbonátplatformról származó mészhomok és medencefáciesű krinoideás mészkö váltakozása). Hasonló kifejlődésű, diszkordáns településű barnásszürke krinoideás mészkö található a Rakacaszendőtől délre levő „útkanyar” fel-tárásban. (10), [10].

A Kopaszhegyi (krinoideás) Mészkö alsóviséi Conodontákat tartalmaz: *Gnathodus pseudosemiglaber* THOMPSON et FELLOWS, *Gn. semiglaber* BISCHOFF, *Gn. texanus* ROUNDY, *Gnathodus* sp.

Verebeshegyi Mészkö formáció

A Rakacai Márvány, illetve esetenként a Rakacai Márványra települő felsődevon mészkörelik-tumok fölött, éles határral, de többnyire látszólag megegyező településsel, a felsőviséitől kezdődően ismerjük a medencefáciesű Verebeshegyi Mészkö néhány métertől kb. harminc méter vastagságig terjedő rétegsorát (10–11), [10]–[11]. A déli szerkezeti egységben, a Nagy-Csákány-völgyben (Abodtól Ny-ra) is van Abodi Mészköre települő – Conodonta faunával igazolt – Verebeshegyi Mészkö.

Színe sötét kékesszürke, de sárgásbarna, vörösesbarna és világosszürke rétegek is találhatóak. Jól rétegzett, finomkristályos, helyenként lemezes, ill. mikrorétegzett. Gyakran Crinoidea-törmelék-

kes. Ennek osztályozottsága az üledékgyűjtőn belüli áthalmozásra utal. Fedőjében – néhány méter fokozatos átmenettel – Szendrői Fillit települ.

CaCO₃ tartalma 93–97%, az oldhatatlan maradék 2–5%. A kalcit szemcsenagysága 10–50 µm. Gyakori ásvány a kvarc 3%, a szericit 1%, a földpát 1% és a klorit 0.5%. Nyomokban kaolinit, pirit, hematit és goethit is található. A kőzet sötétszürke színe egyenletes eloszlású finomszemcsés pirittől és átalakult szerves anyagtól származik.

A Verebeshegyi Mészkö Conodonta maradványai öt zónát képviselnek, a felsőviséitől az alsóbaskiriai végéig terjedően (12). Az összesített fauna-lista a következő:

Gnathodus bilineatus bilineatus (ROUNDY)

Gn. bilineatus bollandensis HIGGINS et BOUCKAERT

Gn. girtyi (HASS) ssp.

Gnathodus sp.

Paragnathodus commutatus (BRANSON et MEHL)

P. cruciformis (CLARKE)

P. homopunctatus (ZIEGLER)

P. mononodosus RHODES, AUSTIN et DRUCE

P. nodosus (BISCHOFF)

Idiognathoides corrugatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

I. lateralis HIGGINS et BOUCKAERT

I. noduliferus noduliferus ELLISON et GRAVES

I. noduliferus inaequalis HIGGINS

I. sinuatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

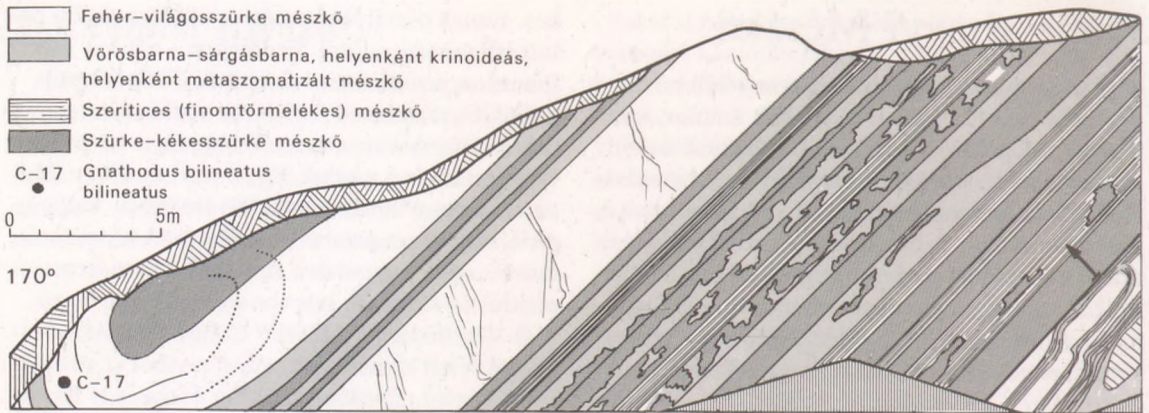
I. sulcatus HIGGINS et BOUCKAERT

Idiognathoides sp. (12), [12]

Az üledékképződés véletlenszerű és időszakos jellege változó rétegtani tartalmú és rejtett hézagokat tartalmazó rétegsorokat sejtet, amit csak részletes conodonta-vizsgálat tisztázhat.

Az alsóbaskiriai emelet végére a karbonátos üledékképződés megszűnt, ettől kezdve általánosan flis jellegű üledékképződés folyt.

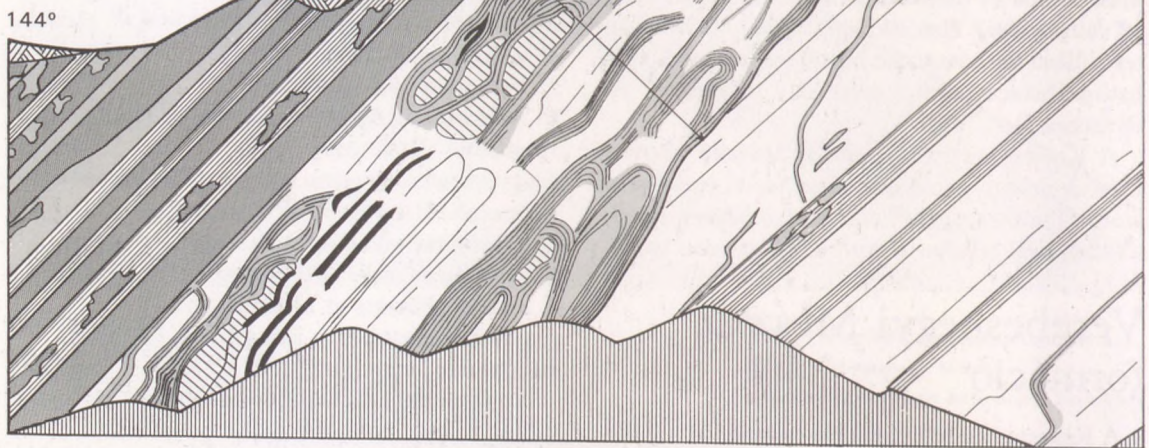
Az Upponyi-hegységben a Verebeshegyi Mészkönek megfelelő képződmény a Lázberci formáció mészkö fácies. A Déli-Karavankákban a Verebeshegyi Mészköhöz hasonló „Bänderkalk” a tournaisi végétől a viséi végéig képződött, erre Hochwipfeli Flis települ. A Medvednica-hegységben – márvánnyal összefogazódó – sötétszürke, tömeges mészkö alsóbaskiriai Conodontákat tartalmaz.



Verebeshegyi Mésző (↘)

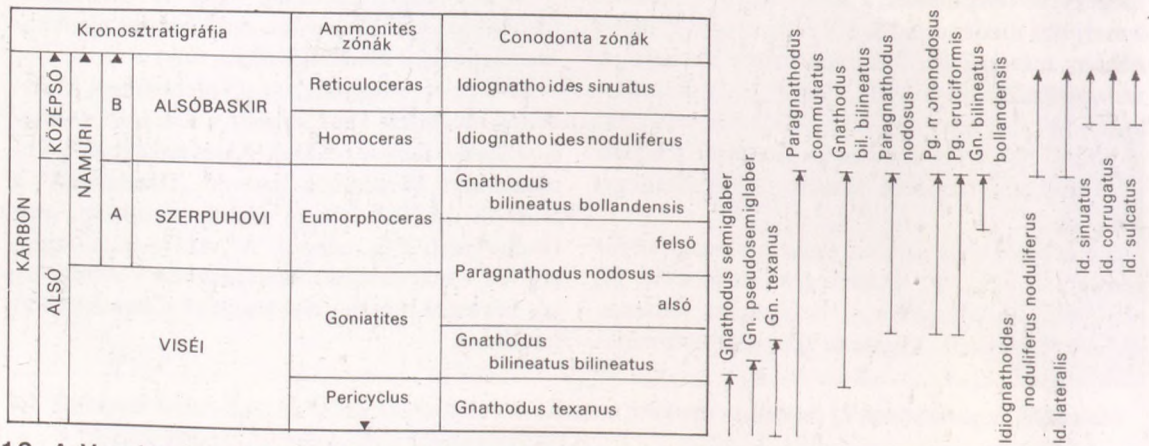
350°

Hidrotermálisan bontott Rakacai Márvány vörösbarna-szürke, mikritis-mikrokristályos medencefáciesű mészkő betelepülésekkel



324°

11 A Verebeshegyi Mésző és a Rakacai Márvány felső része a rakacai tsz kőfejtőben



12 A Verebeshegyi és a Kopaszhegyi Mésző condontái által képviselt zónák (Kovács S.)

Szendrői Fillit formáció

A Szendrői-hegység legelterjedtebb képződménye a hegység északi (Rakacai) szerkezeti egységében. Sűrű erdőkkel borított, mély vízmosásokkal tagolt vonulata nyugatról kelet felé haladva 2,5 km-ről 6 km-re szélesedik. Legjobb feltárásai Szendrő és a Nagy-Csákány-völgy között, valamint Galvács és Rakaca között, a Rakaca völgyébe kifutó vízmosásokban: Pesta-völgy, Sötét-gödör, Szén-völgy, Ökörkút-gödör, Csákánykút-gödör, Köpüskút-gödör, Déló-völgy, Mély-árok, Hidég-völgy. A hegység középső és keleti részén alig feltárt képződmény; Gadnától K-re az egyre vastagodó pannóniai üledéktakaró fedi. A hegység területén a Rakacaszend Rsz-5, Meszes M-3, -3A, Galvács Gal-1, Gadna Gn-1, Szendrő Sz-22 jelű kutatófúrások harántolták a Szendrői Fillit egyre magasabb tagozatait.

A fillit összlet vastagsága mintegy 600–800 m. Elsőrendű formaként szinklinálist alkot, amelynek déli, átbuktatott szárnya az Abodi egység rátalódása következtében elnyíródott. A szinkli-

nális tengelysíkja Ny-ról K felé haladva DK-D-i, redőtengelye ÉK-K-i dőlésű. Az utóbbival magyarázható, hogy a fillit vonulat szélessége a felszínen K felé több mint kétszeresére növekszik. Belső szerkezetét fél-másfél km-es, aszimmetrikus, az átbuktatott szárnyon elnyírt redők alkotják, amelyek mészkőaljzatukról is lenyíródtak. A sávos fillit – ásványtani felépítéséből következően – erőteljes, gyakran kaotikus gyüredzettségű különösen a kisebb mérettartományokban szembevetű.

A flis jellegű Szendrői Fillit formáció több, egymásból fokozatosan kifejlődő tagozatra osztható:

– finomtörmelékes (gradált finomhomokos-aleurolitos) karbonátos fillit (mintegy 50 m), Rakacaszendi tagozat,

– durva törmelékes betelepüléseket (turbiditeket, olisztosztrómákat, olisztolitokat tartalmazó) fillit (mintegy 150–200 m), Meszesi tagozat,

– finom szemcsenagyságú homokkő-sávos, grafitos fillit (mintegy 400–500 m), Szendrői Fillit s. str.: Pestavölgyi tagozat és Palabányai tagozat.

Táblamagyarázatok [10]–[12]

[10] Kopaszhegyi és Verebeshegyi Mészkö

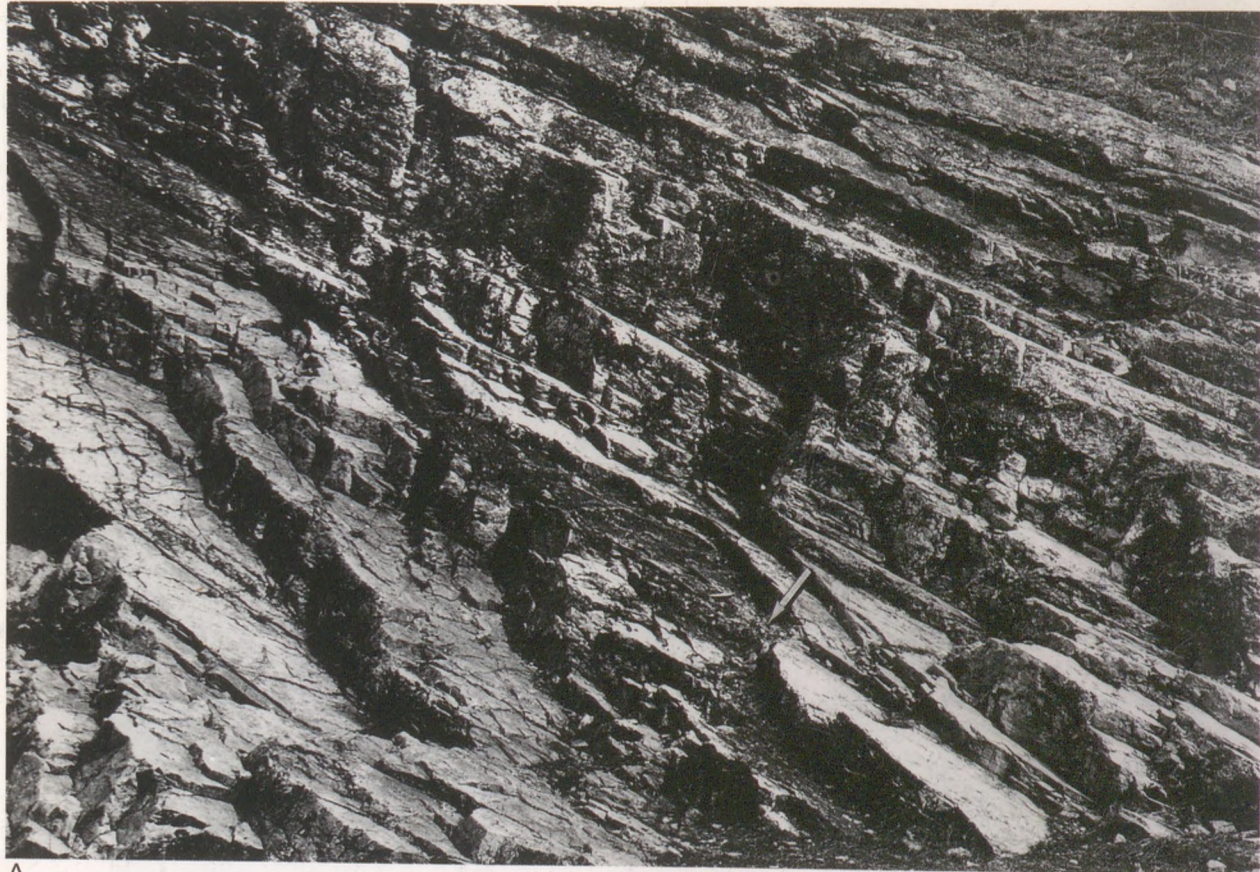
- A Rakacai Márványra települő Verebeshegyi Mészkö, Rakacaszendőtől D-re az „útkanyarban” ✓ határréteg (keményfelszín)
 B Kopaszhegyi (krinoideás) Mészkö Rakacai Márványban, a kopasz-hegyi kőfejtő Ny-i oldalán
 C A Kopaszhegyi Mészkö mállott felszíne

[11] Verebeshegyi Mészkö a rakacai tsz kőfejtőben

[12] Conodonták a Verebeshegyi Mészköből (KOVÁCS S.)

- Alsóbaskíriai (Rakacaszendőtől D-re az „útkanyarból”, Sz-24 sz. minta):
 A *Idiognathoides lateralis* HIGGINS et BOUCKAERT
 A₁ felülnézet 70 ×, A₂ (más pld.) felülnézet 100 ×, A₃ oldalnézet 70 ×
 B *Idiognathoides noduliferus noduliferus* ELLISON et GRAVES

- B₁ felülnézet 130 ×, B₂ felülnézet 90 ×, B₃ felülnézet deformált karinával 90 ×
 C *Idiognathoides corrugatus* HARRIS et HOLLINGSWORTH felülnézet 130 ×
 Szerpuhovi (Rakaca tsz kőfejtő, Sz-17 sz. minta):
 D *Gnathodus bilineatus bollandensis* HIGGINS et BOUCKAERT, felülnézet 100 ×
 Felsőviséi (Verebes-hegy, Sz-1 sz. minta):
 E *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY) E₁ oldal-felülnézet 130 ×, E₂ oldal-felülnézet, E₃ alulnézet, 72 ×
 F *Paragnathodus nodosus* (BISCHOFF) F₁ felülnézet, F₂ oldalnézet, 130 ×
 G *Gnathodus girtyi* (HASS) ssp., felülnézet 100 ×
 H *Paragnathodus commutatus* (BRANSON et MEHL) H₁ felülnézet, H₂ alulnézet, 100 ×



A



B



C

[11]





Rakacaszendi tagozat

Rétegváltakozással fejlődik ki a fekvő Verebes-hegyi Mészköből (Rakacszentől D-re, a műút mentén [13], ill. K-re a Délő-völgy torkolatánál). Az átmeneti rétegcsoport felett gradált finomhomokos–aleurolitos–agyagos eredetű fillit következik. Az egyre kifejezettebben sávos fillit a szemcsenagyságtól és anyagi összetételtől függően üde állapotban világosszürke–sötétszürke, mállottan világos sárgásbarna, enyhén zöldes árnyalatú szürkés–sárgásbarna. Felső részében néhány cm vastag, gradált, allodapikus, homokos mészkőrétegek találhatóak. A durvább törmelékanyag jelentős részét Crinoidea törmelék alkotja. Olisztolit ritka, kötőanyaguk aleurolitos–agyagos, nem alkotnak összepréselődött olisztosztrómát. Ez a tagozat képviseli az ún. „köztes palát” is.

CaCO_3 -tartalma átlag 12%. A kvarc 29%, a földpát 24%, a szericit 18%, a klorit 17%. A törmelék éretlen: a klorit/(klorit + szericit) arány 0,49, a földpát/(földpát + kvarc) arány 0,45.

Keletkezése szerkezetváltozással differenciálódó szárazulati háttérrel és a magasabb helyzetű karbonátos blokkokról meginduló és az erőteljesen süllyedő üledékgyűjtő viszonylag meredek lejtőjén zagyáramokkal áttelepített üledékanyag lerakódásával magyarázható.

Meszesi tagozat

A hegység északnyugati részén a szinklinális két szárnyán és keleti irányban további két-három vonulatban nyomozható. Típusfeltárásai: a meszesi Templomdomb (13), [14] és a Meszes M-3,-3A jelű fúrások (14), valamint a rakacaszendi Vermek-dombja (15). További szép feltárásai a Nagy-Csákány-(Garadna)-völgy ÉNy-i részén, Királykútpuszta É-i részén, a Kígyószögben, a Sötétgödör D-i részén, a Szén-völgyben, az Ökörkút-gödörben, a Köpüskút-gödörben, a Délő-völgyben, a Mély-árok É-i és DK-i részén, valamint Gadnától ÉNy-ra és Irotától É-ra találhatóak. A Meszesi tagozat jellegzetes litológiai összetevői: réteges–pados homokkő, allodapikus mészkő, olisztosztrómák, olisztolitok.

Réteges–pados homokkő

A szürke, mállottan sárgás-, ill. zöldesszürke homokkő a Szendrői Fillit jellegzetes „durvatörmelék” képződménye. 5–20 cm vastagságú, de esetenként 30 cm-t is meghaladó rétegei néhány m-től 10–15 m vastagságig terjedő rétegcsoportokat alkotnak, esetenként olisztosztrómákhoz kapcsolódóan. A homokpadok gyakran üledékcsúsztató szerkezetűek. A homokkő rétegcsoportot aleurolitpala, fillit és vékony allodapikus mészkőrétegek tagolják.

A törmelék anyaga kvarc, kvarcitos közettörmelék, földpát, szericit és mészhomok. Gyakori nehézasvány a turmalin. Kötőanyaga többnyire meszes, ritkábban agyagos. A törmelék szemcsék nagysága 100–200 μm , és csak ritkán nagyobb mint 300 μm . A kvarc szemcsék gyakran mozaikosak és a palásság síkjában szálkás továbbnövekedésük figyelhető meg. Az alapanyagot alkotó szericit, klorit és földpát a kvarc szemcsék közötti teret tölti ki. Az átlagos ásványos összetétel: kvarc 42%, földpát (plagioklász) 16%, szericit és klorit 7–7%, kalcit 26%. A törmelékanyag éretlen:

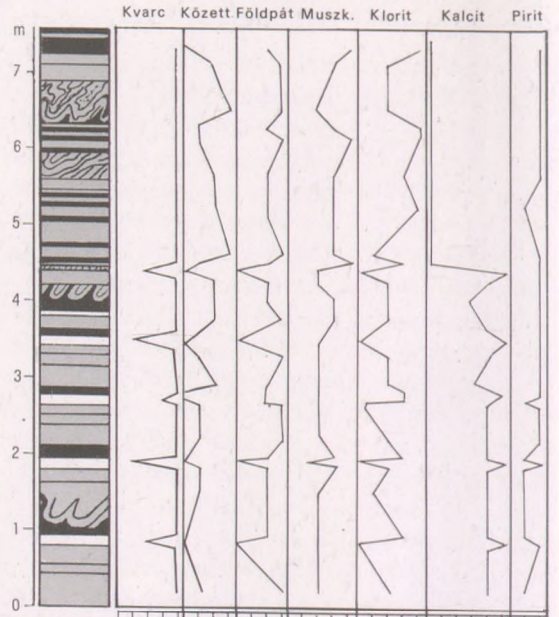
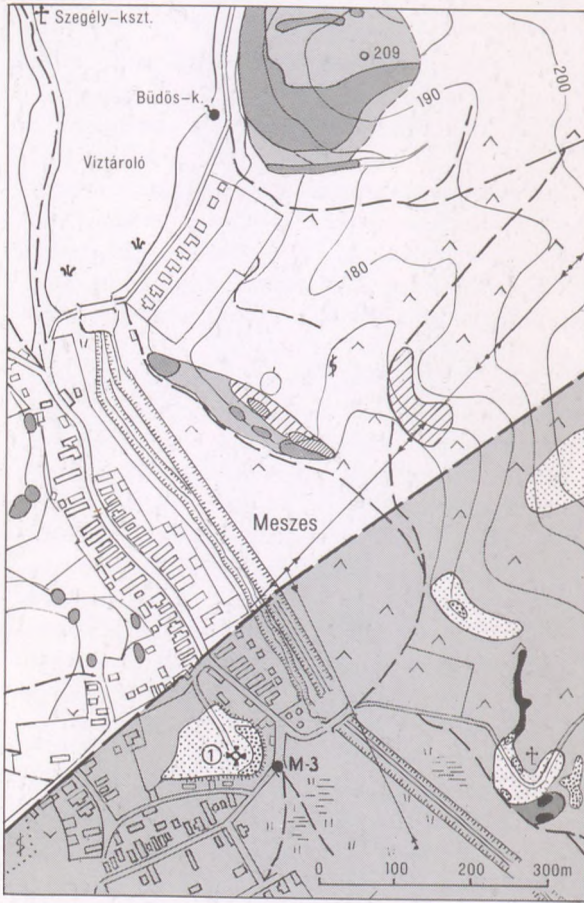
- a klorit/(klorit + szericit) arány 0,47,
- a földpát/(földpát + kvarc) arány 0,26. [14]

A fillithez viszonyítva kevésbé gyúrt és gyengén palásodott. Enyhén gyúrt, aszimmetrikus réteket alkot.

Éretlen, kvarc–földpát–szericites üledékanyag zagyárrakkal történt áthalmozása révén keletkezett flis jellegű üledék. A meszesi Templomdomb alapszelvény vizsgálata során PÉRO CSABA – üledékfolyási és talpjegyek alapján – megállapította, hogy az anyagszállítás Ny–ÉNy irányból K–DK irányba történt.

Allodapikus mészkő

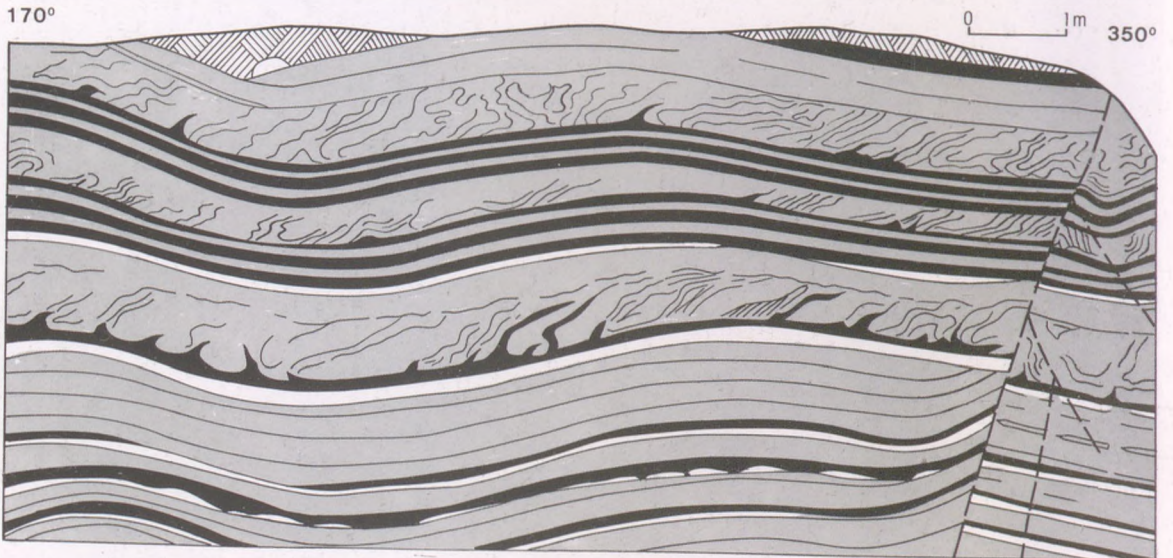
Homokkő rétegcsoportokhoz, vagy olisztosztrómákhoz kapcsolódva található cm–dm-es rétegekben. A 10–30 cm vastagságú, Crinoidea törmelékös mészhomokrétegek gradált, néha ritmisan gradált rétegződésűek. Többnyire jelentős mennyiségű kvarchomokot is tartalmaznak. Ezek a rétegek a metamorfózis során átkovásodva, ellenálló közetté alakultak.



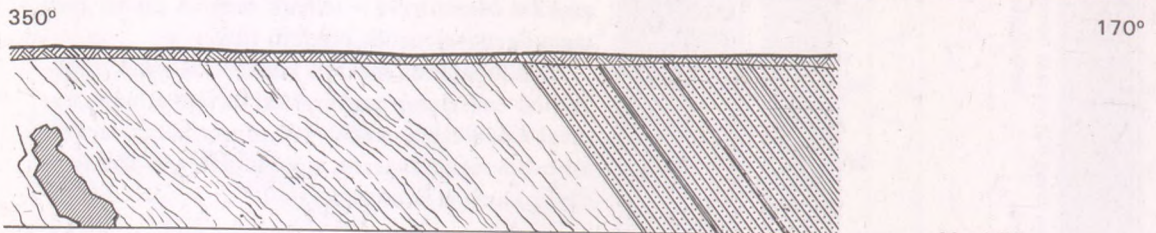
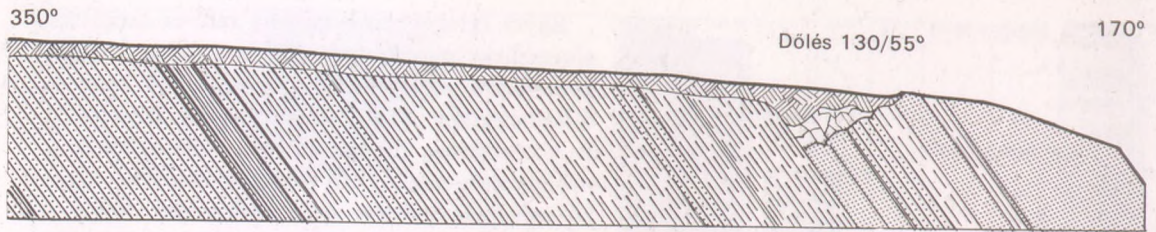
- Fillit
 - Allodapikus mészkő
 - ▨ Üledécsúszásos homokkő
 - ▩ Homokkő
- Gyakorisági fokozatok:
 0, néhány, kevés,
 közepes, sok,
 uralkodó

- A homokkő ásvány-kőzettani kifejlődése ▲**
- ▨ Szendrői Fillit
 - ▨ Meszesi tagozat
 - ① A meszesi Templomdomb
 - ▨ Verebeshegyi Mészkő
 - ▨ Rakacai Márvány

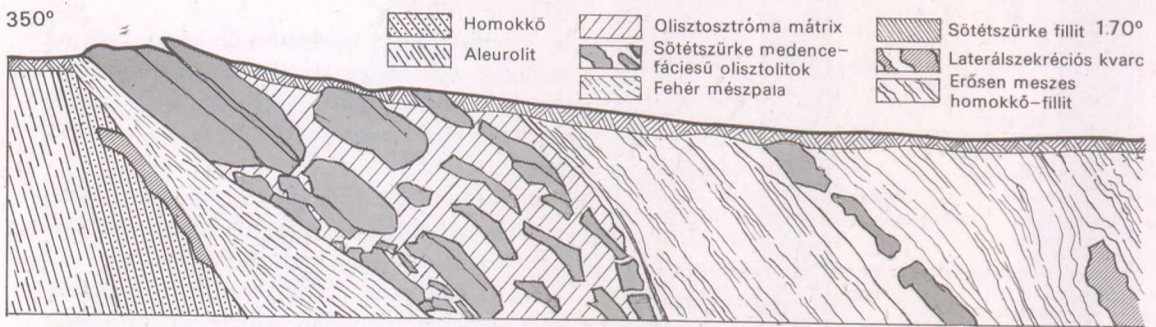
Meszes környékének földtani térképe



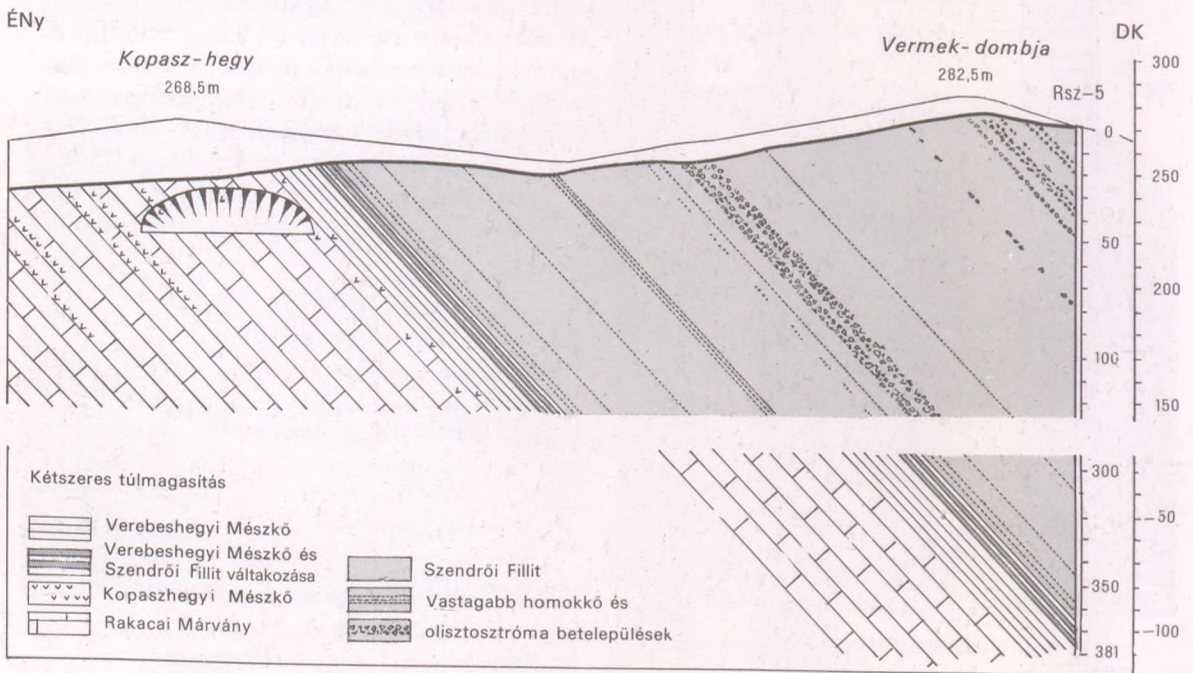
13 A Meszesi tagozat homokkő rétegcsoportja a meszesi Templomdomb K-i oldalán



M = 1:50



A Meszesi tagozat részlete olisztostrómával; bevágás a Vermek-dombja csúca alatt vezető út mellett



15 Földtani szelvények a Szendrői Fillit alsó részéből (Meszesi tagozat)

foszlányként áthalmazott és vékonylemezesre préselt, néhány cm-es fillittörmelék is viszonylag gyakori. Elvértve szögletes homokkőkvarcit és kis méretű (1–3 cm), lekerekített, sárgásbarna–szürke kvarciticavics is található.

A törmelék nagysága általában néhány cm és fél méter között változik, az utóbbit csak ritkán haladja meg. Kivételesen egy-egy nagyobb méretű (mintegy 10 m hosszúságú) olisztolit is előfordul (pl. a Nagy-Csákány-völgy bejáratánál).

Ősmaradványok a Szendrői Fillit formációból mindaddig csak allodapikus mészkő és olisztosztroma betelepülésekből kerültek elő. A viszonylag gazdag Conodonta fauna túlnyomó része a Verebeshegyi Mészkő törmelékanyagából, kisebb része a medencefáciesű középső- és felső-devon mészkőfajtákból, alárendelten az alsóviséi krinoideás mészkőből és a tournaisi medencefáciesű mészkő törmelékéből került elő. Kor szerinti csoportosításban:

eifeli-giveti:

Polygnathus linguiformis HINDE ssp.

frasni-famenni:

Ancyrodella sp.

Bispathodus zieglerei RHODES, AUSTIN et DRUCE

Palmatolepis delicatula ULRICH et BASSLER

Palmatolepis glabra lepta ZIEGLER et HUDDLE

Palmatolepis gracilis BRANSON et MEHL

Palmatolepis sp.

Polygnathus pollocki DRUCE

Polygnathus webbi STAUFFER

Polygnathus cf. decorosus STAUFFER

tournaisi–alsóviséi:

Gnathodus semiglaber BISCHOFF

Siphonodella quadruplicata (BRANSON et MEHL)

felsőviséi–szerpuhovi:

Gnathodus bilineatus bilineatus (ROUNDY)

alsóbaskiriai:

Idiognathoides corrugatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

I. noduliferus inaequalis HIGGINS

I. noduliferus noduliferus ELLISON et GRAVES

I. lateralis HIGGINS et BOUCKAERT

I. sinuatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

Idiognathoides sp.

Az olisztosztroma betelepülések törmelékfosztyván keletkeztek, de zagyáramokkal és izzapcsúszással is összekapcsolódtak. A szudétai tektofázisnak a Szendrői-hegységben csak az üle-

dékképződés jellegét befolyásoló, de gyűrődést, metamorfózist nem okozó hatása ismerhető fel.

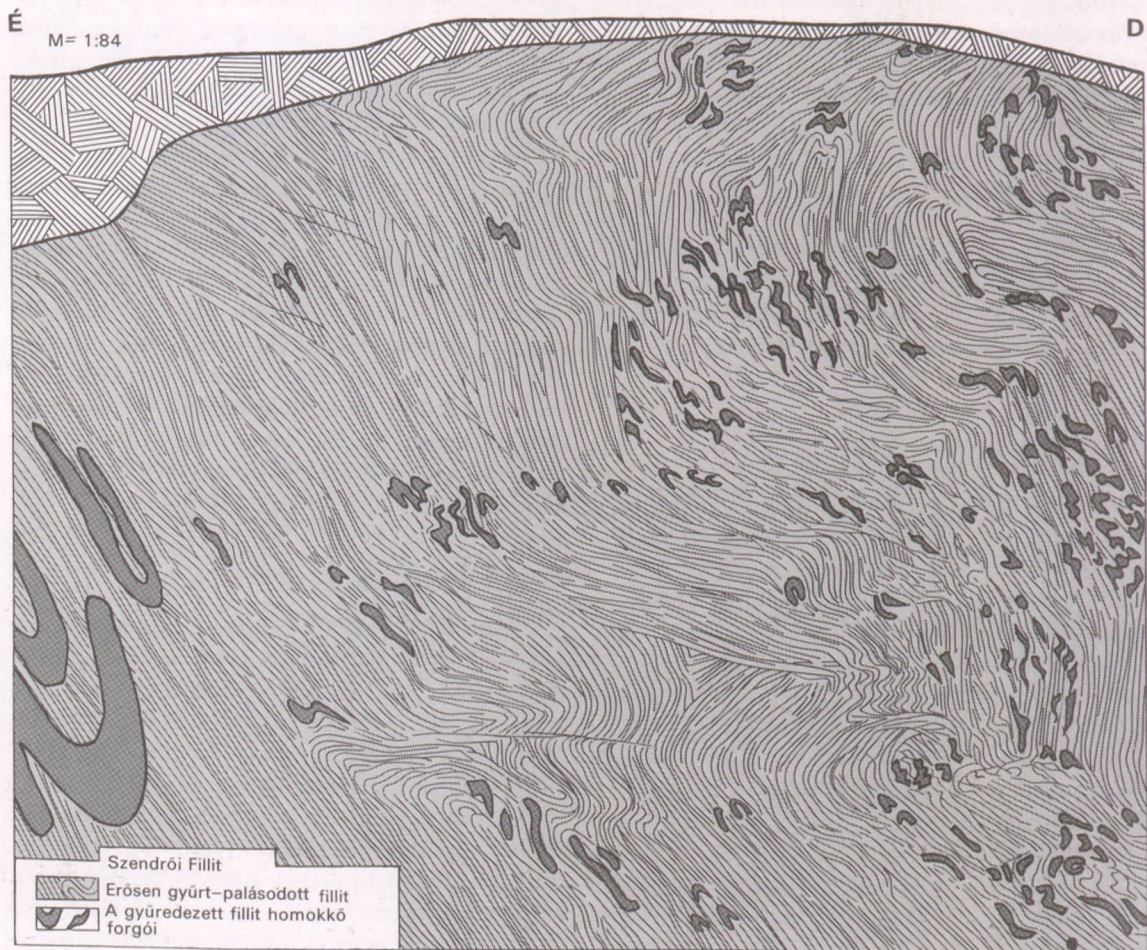
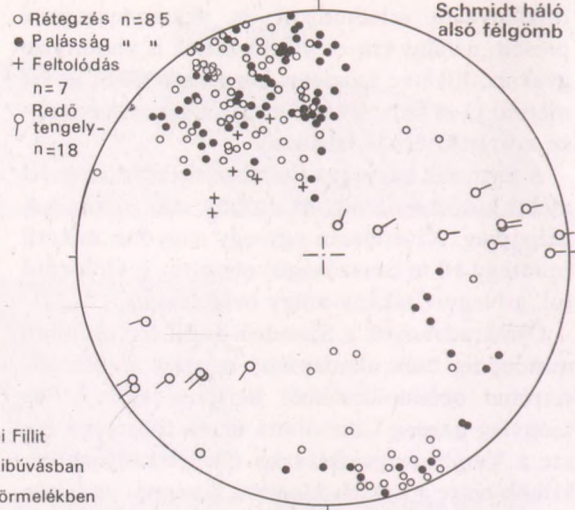
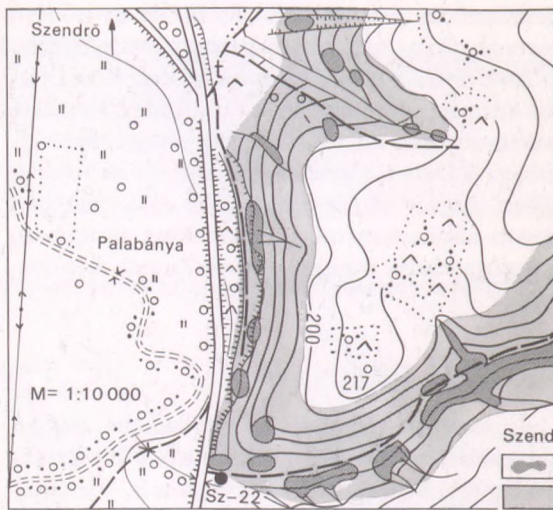
Az Upponyi-hegységben a Lázberci és az Éleskői formáció hasonló korú (az Éleskői formáció olisztosztroma is), de nem flis jellegű képződmény. A Déli-Karavankák–Karni-Alpok vonulatában ismert Hochwipfeli Flis alsó részében devon–alsókarbon mészkőtörmeléket tartalmazó olisztosztromák vannak, a devon faunák túlsúlyával.

Szendrői Fillit s.str.

Az olisztosztromák és az allodapikus mészkő kimaradásától kezdődően a Szendrői Fillit formáció további kétharmad részét képviseli. Vastagsága 400–500 m-re becsülhető. Mállékonyága következtében gyorsan pusztuló, gyengén feltárt képződmény. Csak a jelenleg is bevágódó vízmosások aljában és mesterséges feltárásokban tanulmányozható. Típusfeltárásai: a Galvács Gal-1 jelű fúrás és a szendrői Palabánya (16), [17]. Jellegzetes feltárása a Szendrő Sz-22 és a Gadna Gn-1 jelű fúrás rétegsora. Szerkezetének kontúrjait a Meszesi tagozat jelzi, ezenkívül a rétegzés-palásság viszonya és a gradáció iránya segít a szerkezeti helyzet megítélésében. A szemcsenagyság finomodása, ezáltal az alul még szembe-tűnő ciklusosság fokozatos elhalása, a mésztartalom csökkenése és a grafitosodott szervesanyag részarányának növekedése az alsó (Pestavölgyi tagozat) és a felső rész (Palabányai tagozat) elmosódó határu elkülönítését is lehetővé teszi.

Pestavölgyi tagozat

Centiméteres nagyságrendű gradált üledékciklusok jellemzik. Az üledéksávokat vastagabb világosszürke, mállottan sárgásszürke finomszemcsés homokkő és vékonyabb sötétszürke–fekete, mállottan zöldes árnyalatú, barna–barnásszürke aleurolit–agyag eredetű fillit alkotja. A gradáció többnyire megállapítható, de erősen tektonizált zónákban felismerhetetlenné válik. Kivételesen, durvább homokkőrétegek bázisán talpjegyek és konvolut jellegű rétegzés is kivehető (Galvács, Bánya-hegy É-i vége és a Karácsonyfás–vízmosás középső ága).



16 Szendrő, Palabánya (sztratotípus feltárás) Péró Csaba

Ásványtani összetételében a palásság síkjában továbbnövekedett szálkás kvarc a leggyakoribb (29%). Gyakran megfigyelhetők mozaikos, több szemcséből álló, valószínűleg közettörmelék eredetű kristálycsoportok is. A törmelékes jellegű földpátok szericitesedtek, nehezen felismerhetők (24%). Az agyag eredetű alapanyag a palásság síkjában elhelyezkedő szericitté (18%) és klorittá (17%) alakult. Gyakoriak továbbá a limonit-sodott-goethitesedett pirit utáni pszeudomorfózák. A kalcit mennyisége alárendelt (12%), esetenként teljesen hiányzik. [16]

A tagozat felső, cm alatti ciklusos, vékonysávós palájában túlsúlyra jut a sötétszürke fillit. A karbonáttartalom csökkenése mellett megfigyelhető a kőzet fokozott plasztikussága, erős gyüredezettsége.

Palabányai tagozat

Néhány mm-es sötétszürke aleurolit és fekete agyagpala ciklusos váltakozása alkotja a nehezen felismerhető rétegződést. Ez gyakran egyáltalán nem észlelhető, mivel a többszöri, változó irányú igénybevétel hatására intenzíven palásodott, homogenizálódott. (16), [17]

Ásványtani összetétele a Pestavölgyi tagozatával alapvetően megegyező; tovább csökkent a kal-

cit aránya (átlagosan 8%) és növekedett a meta-antracit-grafit mennyisége: 0,5–1,5, kivételesen 2–3%.

A Szendrői Fillit s.str. kora a fekvő alsóbaskíriai emeletbe való tartozása alapján felsőbaskíriai-alsómoszkvai lehet.

Metamorfózis, utólagos átalakulás

Az eredeti rétegzéssel párhuzamos első palásság szerinti ásványorientációt egy újabb, átkristályosodással, gyűrődéssel, elnyíródással járó második palásság kialakulása követte. A két átkristályosodás ásványparagenezisében nincs különbség. Feltehetően a paleoalpi (ausztriai) tektonikai fázis két egymást követő ütemét jelzik.

A metamorf ásványegyüttes a zöldpala fácies kvarc-albit-muszkovit-klorit alfáciesét képviseli. A szericit b_0 rácsparamétere alapján a nyomás alacsony-közepes (3 kbar), a hőmérséklet az anchizóna határa fölött és a biotit izograd alatt (350–450 °C) mozgott. Az illit „kristályossági” indexek epizónás (zöldpala fáciesű) metamorfózist jeleznek.

Az általánosan elterjedt, néhány 10 m vastagságban jelen levő mállási kérget kevertréteges szerkezetű agyagásványok, montmorillonit és goethit, esetenként kaolinit jellemzi.

Táblamagyarázatok [13] – [17]

[13] Finomtörmelékes, karbonátos fillit a Rakacaszendőtől délre lévő útkanyarban

[14] A Meszesi tagozat típusfeltárása a meszesi Templomdombon

A Oszályozatlan (éretlen) földpátos homokkő 60×, +N

B Allodapikus mézskő szöveti képe, 40×, +N

C A sztratotípus részlete

[15] Olisztosztróma a Vermek-dombjáról

A Harántmetszet

B Felülnézet

[16] A Szendrői Fillit kőzetváltozatai (ARKAI P.)

A Szericit-klorit dús és kvarc-albit dús sávok harántpalás fillitben
Szendrő Sz-22 jelű fúrás 31,6–32,6 m, 94×, 1N

B Harántpalás, gyüredezett szericit-klorit fillit
Galvács Gal-1 jelű fúrás 267,4–273,2 m, 36×, 1N

C Sávós fillit meszes metahomokkő része
Galvács Gal-1 jelű fúrás 97,4–103,3 m, 36×, +N

D Finomsávós, szericites, kristályos mézspala
Galvács Gal-1 jelű fúrás 291,4–293 m, 36×, +N

[17] A szendrői Palabánya





A

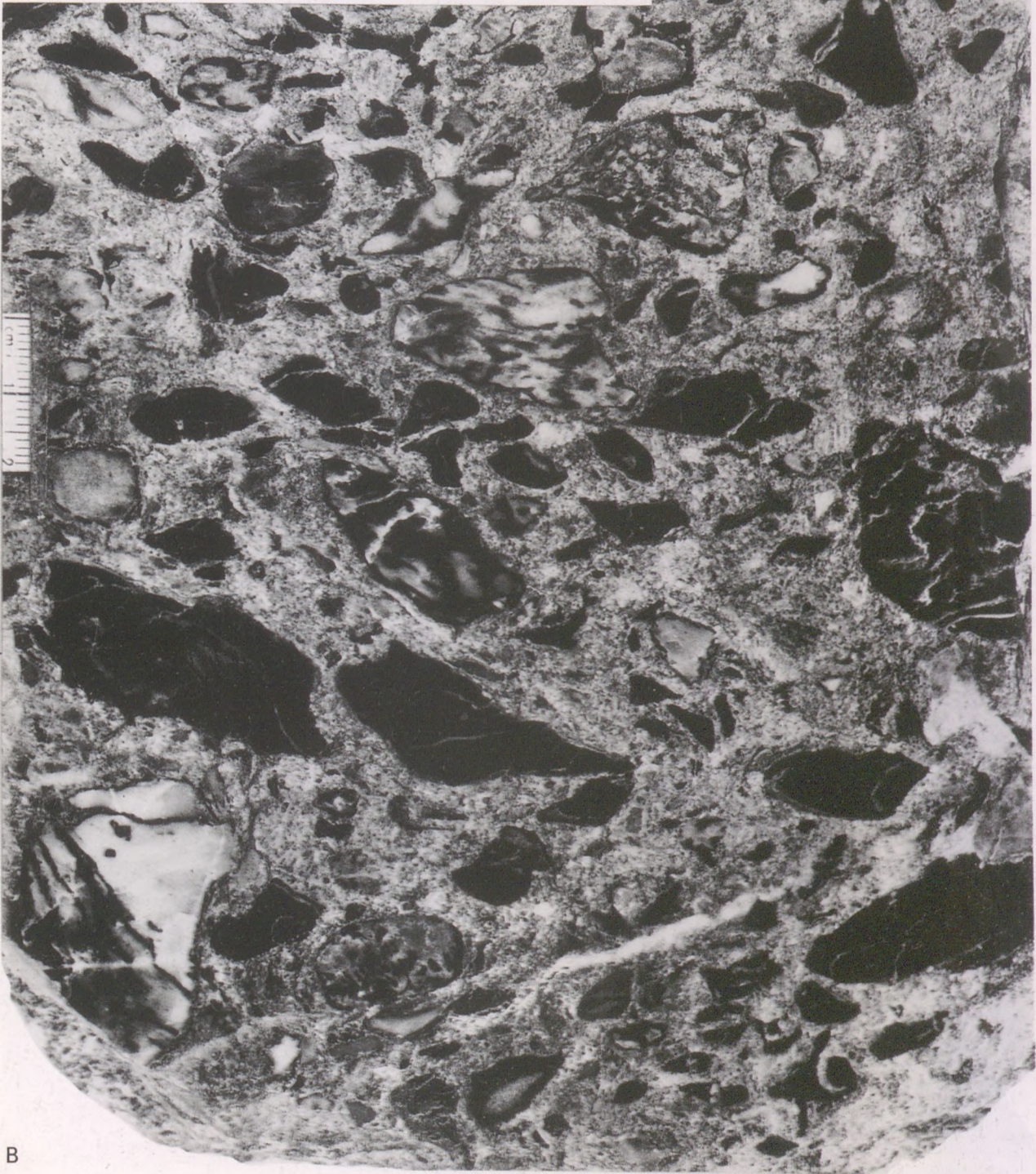
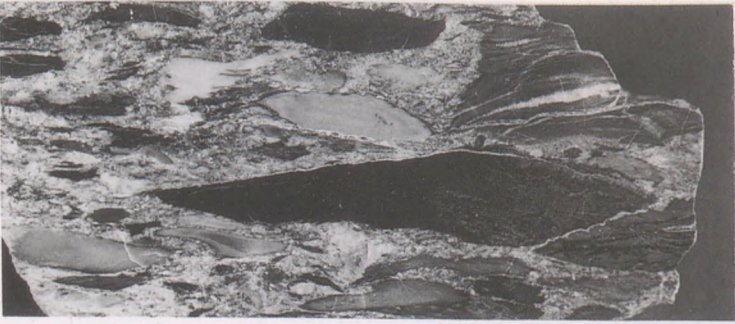


B



C

A



B



A



B



C



D



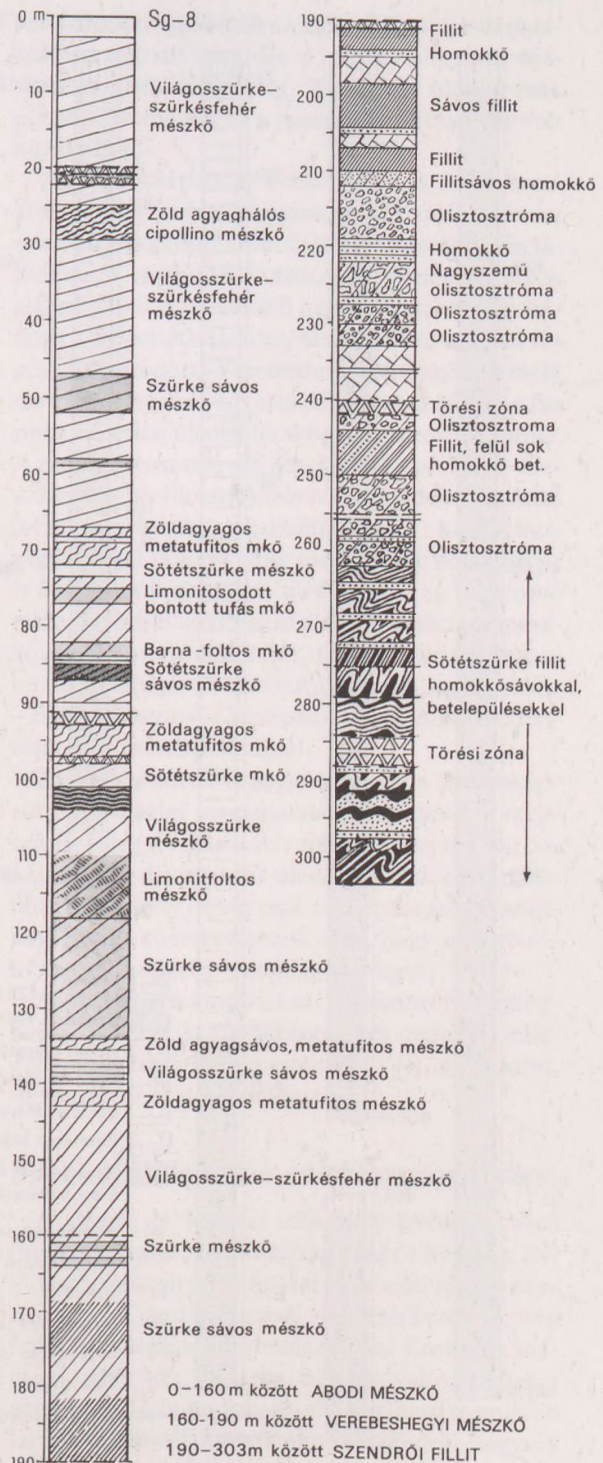
A Szendrői paleozóos rétegösszlet képződményei a hegység környezetében

A Szendrői-hegység közeli és távolabbi környezetében mintegy három és félszáz kutatófúrás érte el és hatolt a paleozóos alaphegységbe. Döntő többségük kőszénkutatási céllal mélyült és néhány méteren, ill. néhány 10 méteren belül a harmadidőszaki medencealjzat elérése után leállt. De egy sor – a paleozóos alaphegységet nagyobb vastagságban feltáró – földtani alapfúrás is létesült.

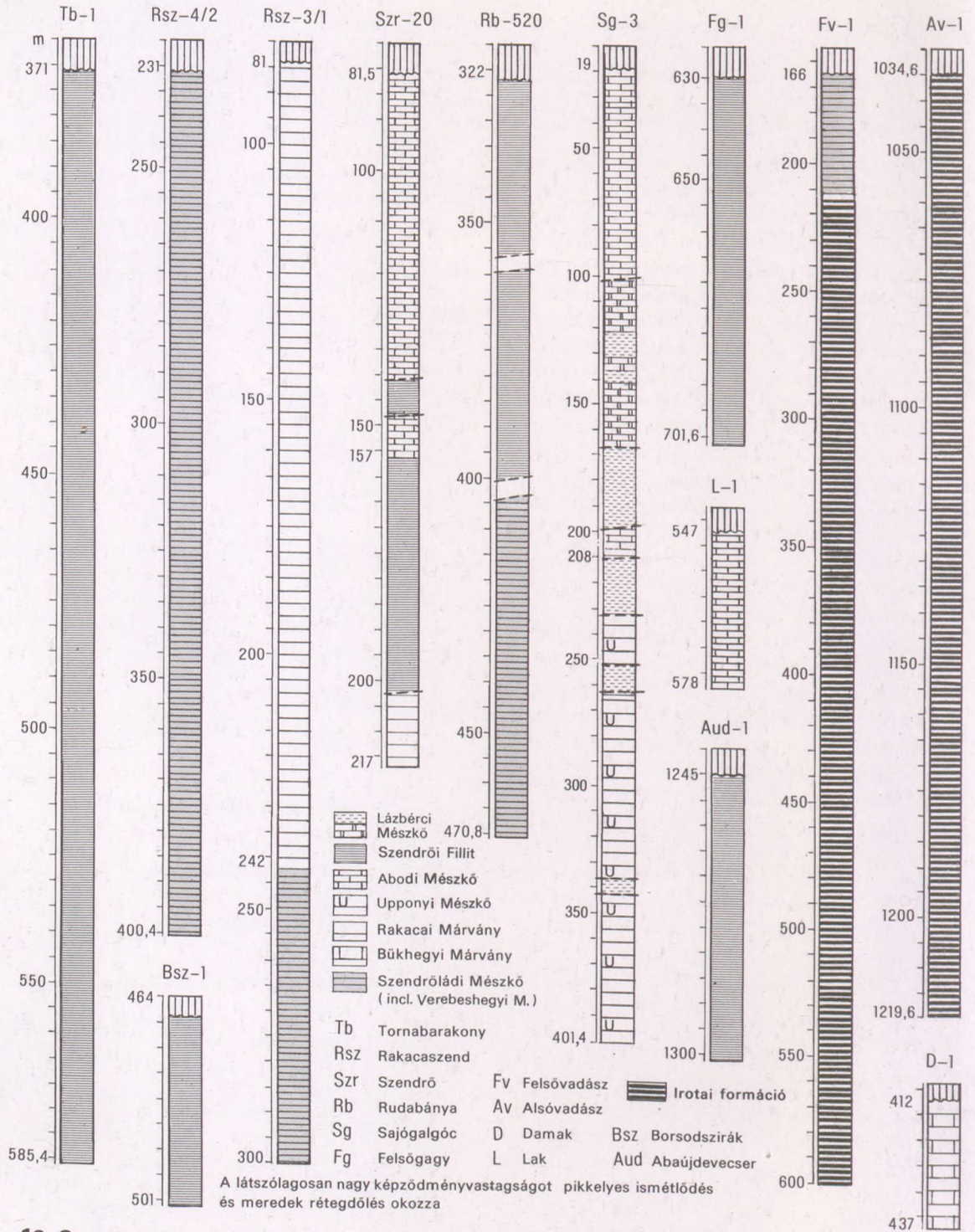
A Szendrői-hegység ÉNy-i-É-i szegélyét alkotó Rakacai Márvány és a Darnó-vonal közötti területen Szendrői Fillitet (Szendrő Sz-20,-21, Szalonna Sza-1, Tornabarakony Tb-1) és Crinoidea maradványokat tartalmazó, középsődevon medencefaciésű mészkövet (Rakacaszend Rsz-4/2) tártak fel a fúrások.

A paleozóos medencealjzatot ért fúrások túlnyomó része a hegység DNy-i-D-i előterében mélyült a Darnó-vonalig és Sajó-völgyig terjedően (Edelény, Izsófalva, Ormosbánya, Alberttelep, Kurityán, Felsőnyárád, Sajókaza, Múcsony és Dusnok körzetében). A fúrások közül kettőszáz 100 m-nél kisebb mélységű. A neogén kőszénmedencéket paleozóos mészkővonulatok (pikkelyek, rögvonulatok) tagolják (Edelénytől Ny-ra, a Nagy-völgytől K-re: az Edelény III-as akna és a nagyvölgyi szénmedence választóvonalaként, Császtapuszta és Rudolf III-as akna között, és végül az ormosi medencét a Rudolf III-as aknától és a Keleti-tárhoz elválasztó vonulat). E mészkővonulatokat a szomszédságukban felszínen is megjelenő képződmények alapján túlnyomórészt Szendrőládi Mészkőnek, helyenként Abodi Mészkőnek és Bükhegyi Márványnak ítéltjük.

A mészkővonulatok között, valamint a Kurityán-Felsőnyárád-Sajókaza közötti területen a fúrások alaphegységbe hatolt rétegsorában az eredeti leírások szerint a „szericités agyagpala” (Szendrői Fillit, ill. a Szendrőládi Mészkő finomtörmelékeny kifejlődése) dominál. Közülük többnek volt kifejezetten „grafitos-antracitos agyagpala” kifejlődése (Fny-297,-298,-303, Ku-



17 A Sajóalgóc Sg-8 jelű fúrás rétegsora



18 Szendrői típusú paleozoós képződmények a hegység környéki fúrásokban

rityán–630.). Ez utóbbi képződményt tárta fel az E–133 jelű fúrás, valamint a grafitot kutató edelényi lejtősakna is.

Figyelemre méltó a Sajógalgóc környéki felszínközeli alaphegységgrög, amely az Upponyi-hegység viszonylagos közelében még jellegzetes szendrői vonásokat mutat (flis jellegű, olisztostróma Szendrői Fillit). (17)

A hegység keleti előterében a Felsőgagy Fg–1 jelű kutatófúrás Szendrői Fillitet, a Lak–1 jelű Abodi Mészövet, a Damák D–1 jelű fúrás pedig Bükhegyi Márványt harántolt.

A legtávolabbi fúrás, amely szendrői típusú paleozóos képződménybe jutott, az Abaujveveser Aud–1 jelű; ez 1245–1300 m között olisztostróma betelepüléseket tartalmazó Szendrői Fillitet tárt fel. (18)

Üledékes fejlődéstörténet

A Szendrői-hegységben az alsódevon Irotai formációnál idősebb földtani képződményt nem ismerünk; faunával igazolt legidősebb képződmény a középsődevon Szendrőládi Mészke.

A középsődevonban tabulatás foltzátányok alakultak ki, amelyeket korall-törmelékes zóna övezett. A foltzátányok között intraself csatornában és medencékben a beszállított törmelék mennyiségétől és minőségétől függően, váltakozó rétegekben agyagos–kőzetlisztes–homokos mészszip, illetve meszes agyag–aleurolit–homok ülepedett le. A finomszemcsés, érett terrigén törmelékanyag lapos, lepusztult kis reliefenergiájú kontinentális háttérre utal. Ez a képződményegyüttes felhúzódik a frasniba is és heteropikus kifejlődésű a platform eredetű Rakacai és Bükhegyi Márvánnyal.

A frasni során világméretű euszatikus vízszint-emelkedés, ill. általános medencealjzat-süllyedés miatt a foltzátányok és karbonátplatform(ok) megszűntek. A Rakacai Márványra transzgredált a medencefáciesű, conodontás Abodi Mészke. A szerkezetalakuláshoz kapcsolódó vulkáni működést jelez a mészszipal keveredő finomszemcsés tufa (cipollino). A karbon időszak üledékhiányos korszakkal kezdődött; krinoideás és conodontás medencefáciesű mészszipal csak véletlenül, kis vastagságban halmozódott fel, és fő-

ként üledékcsapdaként szolgáló dilatációs hasadékokban maradt meg. Ez a helyzet állt fenn egészen az alsóviséi végéig. Tournaisi üledék csak olisztostrómában és a hasadékkitöltésekben volt kimutatható.

Az üledékképződés a felsőviséiben újabb szerkezeti igénybevétel hatására, a lepusztulási terület és az üledékgyűjtő aljzatának jelentős differenciálódásával megújult; változatos fáciesviszonyok alakultak ki. A magasabb helyzetű blokkokon felújult a karbonátképződés, mely az alsóbaskiriai végéig folytatódott (Verebeshegyi Mészke). A mély medencerészekben egyidejűleg megkezdődött a flis típusú éretlen üledék lerakódása (Szendrői Fillit). A magasabban maradt blokkokról a mélyebb üledékgyűjtőbe törmelékfolyással, üledékcsúszással (olisztostrómák, olisztolitok) és karbonátos zagyákkal (allopikus mészkő) karbonátanyag is került. A karbonátos törmelékanyag túlnyomó része felsőviséi–alsóbaskiriai medencefáciesű mészkő, de tournaisi–alsóviséi medencefáciesű mészkő is található. Királykútpusztánál ugyanakkor – olisztolitiként – a középső-, felsődevon medencefáciesű mészkő dominál.

Az alsóbaskiriai után a karbonátos üledékképződés az addigi legmagasabb blokkokon is megszűnt, és egyre finomabb törmelékanyagú karbonátszegény disztális flis üledékképződés folyt. Felsődevon képződmény hiján, csak rokon rétegsorok alapján (Bükk) következtetünk arra, hogy ez a felsőmoszkvai mélyebb szintjéig tarthatott.

A szudétai tektofázisnak a Szendrői-hegységben tehát csak az üledékképződés menetét, jellegét befolyásoló hatása ismerhető fel, gyűrődést, metamorfózist nem okozott.

Szerkezetalakulás és metamorfózis

A devon és karbon időszakot követő hosszú (miocénig tartó) üledékhézag miatt a hegység fejlődéstörténetének állomásai csak a szélesebb környezet, a Gömör–borsodi nagyszerkezeti egység fejlődése alapján körvonalazhatók. Csaknem biztosra vehető az ausztriai, nagyon valószínűnek a pegaszói fázis hatása, és elképzelhető gyengébb larámi hatás is. Ezek során a Szendrői-hegység paleozóos képződményei kishőmérsékletű zöldpala fáciesű (epizónás) regionális metamorfózist

és több fázisú, É-i vergenciájú gyűrődést szenvedtek.

Az eredeti rétegzéssel párhuzamos első paláság szerinti metamorf ásvány-asszociációt szintektonikus átkristályosodási fázis követte. Ennek során másodlagos paláság fejlődött ki. E mentén is irányított kristálynövekedés és újra-kristályosodás alakult ki. A két ásványparagenezis között nincs különbség. Egy következő gyűrődési fázisra utalnak a kétszer gyűrt redők, a gyűrt paláság és az esetenként szembetűnően eltérő redőtengely és palásági irányok.

A metamorf ásványegyüttes, a szericit (illit-muszkovit) „kristályossági” indexei, valamint a grafit szerkezeti rendezettségi paraméterei alapján a regionális metamorfózis epizódás (a zöldpala fácies kvarc-albit-muszkovit-klorit alfáciesének megfelelő) volt. A hőmérséklet általában az anchiés epizóda határa fölött, és a biotit izográd alatt (kb. 350 és 450 °C között) változott. Egyes erősen igénybevett zónákban (az Abodi-völgy mentén és Edelény környékén) a metamorfózis hőmérséklete meghaladta a biotit izográdot is. A metamorfózis rendszere a szericit b_0 rácsparaméter átlaga alapján átmeneti kis-közepes (kb. 3 kbar) fluid (H_2O) nyomású volt. A Conodonták erősen átkristályosodtak, deformálódtak, CAI indexük 5–7.

A Darnó-vonal menti alsómiocén balos elmozdulás elsősorban a hegység ÉNy-i szegélyét érintette, ahol a rudabányai mezozoikum meredek sík mentén DK-i vergenciával a szendrői paleozoikumra tolódott (Rb–463). Ez hozta létre a hegység Ny-i peremén a K–Ny-i paleozoos csapásirányok ÉK–DNy-i elfordulását. Ehhez kapcsolódóan másodrendű balos oldalirányú vetőrendszer is létrejött, melyre elsősorban a Rakacai Márvány és a Szendrői Fillit határának lefutása hívta fel a figyelmet.

A későtercier töréses tektonikát az egyes blokkok meredek diszjunktív vetők menti szelektív süllyedése, ill. kisebb mértékű kiemelkedése jellemzi.

Ősföldrajzi kapcsolatok

A szendrői paleozoikum kifejlődése szoros rokonságban van az upponyival, több hasonló formáció mellett közös képződményük az Abodi

Mészkö. A Bükk hegység rétegsora felfelé a szendrőinek mintegy a „folytatása”; a Szendrői Fillit és a Szilvásváradai Aleurolitpala valószínűleg részben átfedi egymást.

A Borsodi szerkezeti egység paleozoos rétegsora egyedülálló a Kárpátokban, és a Belső Nyugati-Dinaridák (Medvednica), a Déli-Alpok (a Déli-Karavankák és a Karni-Alpok), valamint a gráci paleozoikum kifejlődésével mutat hasonlóságot. A Szendrői-hegység devonja a gráci paleozoikummal, karbonja inkább a Karni-Alpok–Déli-Karavankák megfelelő képződményeivel rokon. Eredeti üledékképződési környezete a kettő közötti lehetett. E környezetből a Középmagyarországi vonal mentén az eocén–alsómiocén során jobbos, többszáz kilométeres oldalirányú mozgással került mai helyére.

Gyakorlati célú kutatás és hasznosítás

A Szendrői-hegységben és környékén – a paleozoos képződményekre kiterjedően – sokirányú, gyakorlati célú kutatást végeztek, a legtöbb esetben a gyakorlati hasznosítás szerény mértékével.

Kőszén- és grafitkutatás

Kőszén- és grafitkutatásra csábított a szendrői paleozoos rétegösszlet karbon időszaki besorolása és BÖCKH HUGÓ (1909) tankönyvének rövid, de hangsúlyos megállapítása, hogy „Szendrő és Edelény táján a karbon agyagpalákból, grafitos, illetve antracitos palákból és meszekből meg dolomitokból áll”.

1943-ban VITÁLIS ISTVÁN végzett Szendrő környékén kőszénkutató bejárást. Megfigyeléseit a következőkben foglalta össze: „Minthogy Szendrő környékének karbonüledékeiben a természetes feltárásokban sehol sem sikerült olyan antracit vagy kőszéntelepecskét találni, amely reményt nyújthat arra, hogy ott bányavágatokkal vagy fúrásokkal művelésre méltó karbonkori kőszéntelepeket lehetne feltárni, Szendrő környékének karbon üledékeivel tovább foglalkozni aligha indokolt”. (MÁFI ADATTÁR B. XVIII. 35.)

1949-ben SCHRÉTER ZOLTÁN Gadna község határában a grafitos pala elterjedésének és mennyiségének meghatározására végzett kutatást, és gya-

korlati célú vizsgálatára gyűjtött kőzetmintákat. (MÁFI Adattár F. I. 51.)

Karottázs vizsgálat és oldalfal-mintavétel alapján metaantracitos rétegeket írt le OSWALD GYÖRGY (1965) a szendrői Winter-táró 2. sz. fúrás rétegsorából.

Karbonidőszaki kőszén kutatásának lehetőségére utalt POJJÁK TIBOR (1965) az Edelény 369. sz. fúrás rétegsorának vizsgálatára alapján.

Grafitos rétegeket talált RADÓCZ GYULA (1967) az Alsóvadász 1. sz. földtani alapfúrás paleozóos rétegsorában. (MÁFI Adattár 1649/1.)

SINNYEI ISTVÁN (1967) az Edelény 169, 238 és 329. sz. fúrásokból, valamint az edelényi grafitkutató aknából vett grafitos, antracitos kőzetminták gyakorlati szempontból eredménytelenül végződött laboratóriumi vizsgálatáról számolt be.

1969–70-ben OSWALD GYÖRGY és RADÓCZ GYULA kutatási terve alapján NAGY ELEMÉR vezetésével folyt grafitkutatás a Szendrői-hegységben. Edelénytől északra kutatóaknával, Szendrőládtól délnyugatra kutatóárkokkal és Szendrőtől északnyugatra a Sz-20 és -21 jelű fúrásokkal tárták fel a sötétszürke agyagpalát. A megvizsgált kőzetminták többsége kevés grafit mellett szemiantracit és antracit stádiumban levő szerves anyagot tartalmazott. A hidrocillám és grafit „összenöves” miatt tiszta grafitot, de még jelentősebb koncentrációjú dúsítmányt sem tudtak előállítani. (MÁFI Adattár T. 5625 és T. 2565.)

Vasérc

A Szendrői-hegységben Szendrő és Szendrőlád között, Garadnapuszta felett, a Kerek-hegy Ny-i oldalán levő teraszos térszínen 1913 és 1933 között folyt vasérckutatás és feltárás. A kutatás a Szendrőládi Mészke karbonátos és törmelékes kifejlődésének határán, mintegy 70 m hosszban és 40 m szélességben kutatóárkokkal és kutatógödörökkel történt, majd néhány 10 m hosszúságú altáróval, lejtősaknával és függőakna mélyítéssel folytatódott. A kitermelt néhány vagonnyi ércet Diósgyőrbe szállították, illetve mintegy 400 q ércet a helyszínen hagytak. Az érc Fe-tartalma 35–40%-ra, Mn-tartalma 5–6%-ra tehető. Az érctelep vastagsága a lejtősakna bejáratánál 1 m, 3–3,5 m vasokker réteg alatt.

VITÁLIS ISTVÁN (1941) az érctelep folytatását az

Abod környéki ércnyomokban valószínűsítette. (MÁFI Adattár T. 3373.)

A Kerek-hegyi vasérclelőhelyet 1950-ben BALOGH KÁLMÁN is megvizsgálta és további feltárásokat tartott szükségesnek az érctelep jellegének tisztázására: „felvilágosítást nyerni afelől, hogy vajon az ókori palákkal kapcsolatos-e keletkezésük, vagy a pannon üledéksor aljához vannak-e kötve?” (MÁFI Adattár Fe.44.)

FÖLDVÁRI ALADÁR (1942) két másik ércindikációról számolt be: „A szendrői Várhegy kőbányájában 170/54° dőlésű vetődés mentén hematit fordul elő, mint vetődéskitöltés. Az érc összetétele VOGL MÁRIA dr elemzése szerint $Fe_2O_3 = 86,42\%$. A tiszta érc vastagsága eléri a 20 cm-t”. „Egészen eltérő típusú az a limonitelfordulás, amely Meszes és Szalonna között a Somoshegyen a Diósgyőri Vasgyár tulajdonában volt. Itt 21 m mély aknával a fehér kristályos mészke karsztos üregeit tárták fel, amelyek kéregszerű limonittal és vasokkerral vannak kitöltve. A kéregszerű érc összetétele VOGL MÁRIA dr elemzése szerint $Fe_2O_3 = 86,95\%$.”

Mészkehasznosítás, díszítőkökutató

A mészke hosszú idő óta, széles körben felhasznált nyersanyaga a Szendrői-hegységnek. Épületalapok és lábazatok készítésére, falazásra, útépitésre, vízpartok megerősítésére, mészégetésre hasznosítják [18]. A hegység területén levő falvak szinte kivétel nélkül nyitottak kőbányákat. Jelenleg azonban csak két köfejtőben (Rakaca és Meszes) folyik rendszeres termelés.

Az első, kifejezetten díszítőkö előállítás céljára történő kőbányászat 1927-ben Rakacán kezdődött. A *Rakacai Márványipari R. T.* 1929-ben alakult meg és 1932-ig működött. Elsősorban a síremlékkiparnak szállított nyersanyagot, burkolólapok előállítására nem került sor. A kőzet töredezettsége miatt a díszítőkö termelést 1932-ben bezüntették és a bánya a közelmúltig építőanyag bányaként üzemelt.

Az 1960-as években a KPM a Batori-patak áttérésénél működtetett kőbányát útépitéshez szükséges zúzottkö termelésére.

Rakacaszenden a *Kőfaragó és Épületszobrász-ipari Vállalat* 1963-ban a Kőszál-hegyen (Rakacaszendről D-re, a műút mentén), majd 1970-ben

a Kopasz-hegyen nyitott díszítőkőbányát. A tömbkőből Budapesten, Süttőn és Pilisszentivánon burkolólapokat állítottak elő. A kőzet erős repedezettsége, az igen alacsony tömbkőhányad (<10%) veszteségessé tette a termelést. A bányát később építőkő termelés céljából művelték.

Az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat által 1966-ban készített kutatási terv Szendrőlád és Rakacaszend környékén nagyarányú cementipari mészkőbányászat lehetőségét, és annak melléktermékeként mintegy 8–10%-ra becsült tömbkőnek díszítőkőként való felhasználását vetette fel. (MÁFI Adattár T. 1675.)

1966–67-ben az *Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat* 7 db „márványkutató” fúrást mélyített le: a szendrőládi Bük-hegyen hármast, Meszestől északra kettőt és Rakacaszendről délre, az út menti kőfejtő közelében további kettőt. A *Budapesti Műszaki Egyetem Ásvány- és Földtani Tanszékén*, valamint a Vállalat által elvégzett vizsgálatok egyaránt negatív eredményre vezettek. A kutatófúrásokkal feltárt kristályos mészkő, erős repedezettsége miatt, díszítőkő bányászat céljára alkalmatlan. Eredménytelenül zárult a *Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat* által a rakacaszendi Kopasz-hegyen mélyített három kutatófúrás anyagvizsgálatára támaszkodó díszítőkőkutatás ugyanúgy, mint az *Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat* újabb Szendrőlád környéki (bordavölgyi) Szl-5. sz. fúrása, valamint a „felső-bánya” és „nagy-bánya” lelőhelyek kőzetmintáinak műszaki földtani vizsgálata révén végzett díszítőkőkutatás is. (MÁFI Adattár T. 1905, T. 1958, T. 2060 és T. 2783.)

1990 óta a Borsodi Ércelőkészítő Művek márványtömböket fejt a „Rakacai tsz. kőfejtő-domb” DNy-i oldalán. A nyersanyagot a perkipai díszítőkő-üzemben dolgozzák fel.

A hegység másik működő kőfejtőjét a szalonnai tsz üzemelteti; Meszestől Ny-ra, a Rakacai víztározó D-i oldalán húzódó gerincen, Rakacai Márványban. A kitermelt anyagból a szalonnai vasútállomás melletti mészműben osztályozott zúzott-követ, mészport és égetett meszet állítanak elő.

A fillit felhasználása

A sötétszürke–fekete, leveles–palás fillitet Szendrőtől délre, a műút mellett az ún. Palabányában fejtették kézi erővel. Az évi 200–300 t nyersanyag aprítása az Országos Érc- és Ásványbányák Vasérc Műveiben (Rudabánya) történt 63 mikronnál kisebb szemcse nagyságra. Az őrlmény részben a Tiszai Vegyi Kombinátban festékgyártáshoz, részben az Egyesült Izzóban szigetelő tömitésként került felhasználásra.

Vízföldtani adottságok

A Szendrői paleozóos rétegösszlet képződményei általában rossz vízvezetők és víztározók. A karbonátos képződmények gyengén karsztosodtak. A víznyelők és a bővizű források ritkák a területen. A paleozóos képződményekből csak néhány szerkezeti eredetű, bővizű karsztforrás fakad. Törésvonal mentén tör a felszínre a szendrői strandfürdő 500 l/min vízhozamú 23 °C langyos forrása, valamint a meszesi „Mosógödör” langyos forrása is. A mélykarsztvízben magas szulfát, klorid és nátriumtartalom mutatható ki.

A Rakaca-patak torkolata fölött 2 km-rel épített völgyzárógát mögött 3 km hosszú, átlag 600 m széles, 1,73 km² felületű mesterséges tó alakult ki. A tó víztérfogata 5,2 millió m³. A víz hasznosítása „puffervízként” történik nyári hónapokban, ill. kis vízhozamok esetén. A Bódva vize ivóvízbázisként szolgál; az Észak-magyarországi Regionális Vízmű vízkivételi műve Borsodsziráknál van.

Táblamagyarázat

[18] A szendrői paleozóos mészkőfajták hasznosítása

- A Rakacai Márványból épült az edelényi görög katolikus templom
- B Mészégető a rakacai tsz kőfejtő szomszédságában



A



B

Irodalomjegyzék

Szendrői paleozóos rétegösszlet

- ALFÖLDI LÁSZLÓ – BALOGH KÁLMÁN – RADÓCZ GYULA – RÓNAI ANDRÁS – LÁNG SÁNDOR – SZÜCS LÁSZLÓ 1975: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozathoz M–34–XXXIII. Miskolc. – Földt. Int. Kiadv.
- ÁRKAI PÉTER 1977: Low-grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendrő Mountains (NE-Hungary). – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 21/1–3, pp. 53–80.
- ÁRKAI PÉTER 1979: Problems of very low- and low-grade metamorphism in one of the Alpine mobile ophiolitic belts of the Pannonian Basin, Hungary. – Proc. Int. Ophiolite Symp. Cyprus 1979, pp. 11–12.
- ÁRKAI PÉTER 1982: Kezdeti regionális metamorfózis (a Bükk, az Upponyi- és a Szendrői-hegység példáján). – Kandidátusi értekezés.
- ÁRKAI PÉTER 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. – Acta Geol. Hung. 26/1–2, pp. 83–101.
- BALOGH KÁLMÁN 1949: A Bódva és Sajó közötti barnaköszénterület földtani viszonyai. – Földt. Közl. 79/5–8, pp. 270–286.
- BALOGH KÁLMÁN 1952: A rudabányai vasércvonulat hegységszerkezete. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5/3, pp. 3–9.
- BALOGH KÁLMÁN 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. – Földt. Int. Évk. 48/2, pp. 243–719.
- BALOGH KÁLMÁN – PANTÓ GÁBOR 1952: A Rudabányai-hegység földtana. – Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről, pp. 135–154.
- BÖCKH HUGÓ 1909: Geológia II. Stratigráfia. – Joerges Ágost Özvegye és Fia, Selmechánya.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA 1973: Az észak-magyarországi paleozóos képződmények geokémiai vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről, pp. 91–97.
- CSÁKI FERENC 1976: A Csereháti-dombvidék paleozóos képződményeinek komplex földtani vizsgálata. – Egyetemi doktori értekezés.
- ERKEL ANDRÁS – HOBOT JÓZSEF – KIRÁLY ERNŐ 1966: Északmagyarországi komplex geoelektromos mérések (Cserehát). – Geofiz. Közlem. 15/1–4, pp. 115–124.
- ERKEL ANDRÁS et al. 1967: Komplex geofizikai kutatás a Csereháton. – MÁELGI Évi Jel. 1965-ről, pp. 65–102.
- FOETTERLE, F. 1868: Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény. – Verh. k. k. geol. Reichsanst. 12, pp. 276–277.
- FÖLDVÁRI ALADÁR 1942: Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról 2, pp. 819–830.
- FRANCAVILLA, F. 1966: Spore nel Flysch Hochwipfel. – Giorn. Geol. Ser. 2, 33/2, pp. 493–526.
- HAJÓS MÁRTA 1971: Paleozóos kőzetminták kísérleti Conodonta feltárása. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 719–727.
- HAUER, F. 1867–1871: Geologische Übersichts-Karte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie nach den Aufnahmen der k. k. Geologischen Reichsanstalt bearbeitet von Franz Ritter von Hauer. M = 1:576 000. Wien.
- HAUER, F. 1867–1871: Geologische Uebersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Blatt III. Westkarpathen. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 19/4, pp. 485–566.
- HOCHSTETTER, F. 1856: Ueber die geologische Beschaffenheit der Umgegend von Edelény bei Miskolcz in Ungarn, am Südrande der Karpathen. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 7/4, pp. 692–705.
- JASKÓ TAMÁS 1970: Metamorfizált transzgressziós konglomerátum a Szendrői-hegységben. – Földt. Közl. 100/3, pp. 307–310.
- JÁMBOR ÁRON 1961: A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1957–58-ról, pp. 103–119.
- KOLOSVÁRY GÁBOR 1951: Magyarország permo-karbon koralljai. – Földt. Közl. 81/1–3, pp. 4–56, 4–6, pp. 171–181.
- KOLOSVÁRY GÁBOR 1959: Über die Karbon-Fauna des Szendrőer Gebirges. – Acta Biol. Acta Univ. Szeged Nova Ser. 5/1–2, pp. 117–123.
- KOVÁCS SÁNDOR 1983: A magyarországi Conodontavizsgálatok eddigi eredményei (a bükki triász kivételével). – Ősl. Viták 30, pp. 73–111.
- KOVÁCS SÁNDOR 1987: Oliszosztrómák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítás kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo-mezozóikumban, II. – Földt. Közl. 117/2, pp. 101–119.
- KOVÁCS SÁNDOR 1989: Geology of North Hungary: Paleozoic and Mesozoic terraines. In XXIst European Micropaleontological Colloquium 1989. Guidebook. (pp. 15–21). – Budapest.
- KOVÁCS SÁNDOR – KOZUR, H. – MOCK, R. 1983: A Szendrő-upponyi és a bükki paleozoikum kapcsolata az új mikropaleontológiai vizsgálatok tükrében. – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 155–175.
- KOVÁCS SÁNDOR – PÉRÓ CSABA 1983: Tectonic front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary. – Anu. Inst. geol. geofiz. 60, pp. 85–94.
- KOVÁCS SÁNDOR – PÉRÓ CSABA 1983: Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northern Hungary). In SASSI, F. P. – SZEDERKÉNYI T. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 5, (pp. 58–65). – Padova/Szeged.
- KOZUR, H. 1979: Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 9/4, pp. 155–170.

- LÁNYI JÁNOS – SZALAY ISTVÁN 1966: A Bódva-Hernád-közben (Cserehát) végzett szeizmikus kutatások problémái és néhány eredménye. – *Geofiz. Közlem.* 15/1–4, pp. 125–131.
- MIHÁLY SÁNDOR 1972: Előzetes jelentés a Szendrői-hegység középső-devon Tabulatáiról. – *Ősl. Viták* 20, pp. 5–16.
- MIHÁLY SÁNDOR 1976: A Szendrői-hegység középső-devon Tabulatái. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 18, pp. 115–191.
- MIHÁLY SÁNDOR 1978: Újabb őslénytani adatok a szendrői devon ismeretéhez. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1976-ról, pp. 95–112.
- MIHÁLY SÁNDOR 1982: Új Tabulata faj a szendrői középső-devonból. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1980-ról, pp. 261–265.
- OSWALD GYÖRGY – FÁBIÁNCICS LÁSZLÓ 1965: Metaantracitos palaelőfordulás a szendrői Wintertáró 2. sz. fúrásban. – *Földt. Kut.* 8/4, pp. 22–24.
- PANTÓ GÁBOR 1968: A Tokaji-hegység és előtere szerkezeti-vulkanológiai kapcsolata. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1966-ról, pp. 215–223.
- PÉRO CSABA 1990: Rakacaszend DNY, útbevágás. Magyarország geológiai alapszelvényei 140. – *Földt. Int. Kiadv.*
- POJJÁK TIBOR 1965: A Borsodi-medence miocén előtti szénelőfordulási lehetőségei. – *Borsodi Műszaki Élet* 10/2, pp. 1–7.
- RADÓCZ GYULA 1964: Földtani vizsgálatok a feketevölgyi (észak-borsodi) barnakőszénterületen. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1962-ről, pp. 511–545.
- RADÓCZ GYULA 1969: Előzetes jelentés a cserehát alapfúrások eredményeiről. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1967-ről, pp. 281–285.
- RADÓCZ GYULA 1971: A Cserehát pannóniai képződményekkel fedett területének mélyföldtani felépítése. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1969-ről, pp. 213–234.
- RAINCSÁRKNÉ KOSÁRY ZSUZSANNA 1978: A Szendrői-hegység devon képződményei. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 18, pp. 7–113.
- RAINCSÁRKNÉ KOSÁRY ZSUZSANNA – MIHÁLY SÁNDOR 1978: Der geologische Bau des Szendröer-Gebietes (Nord-Ungarn). In ZAPPE, H. (Ed.): *Ergebnisse der österreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976.* – *Schriftenr. erdwiss. Komm., österr. Akad. Wiss.* 3, (pp. 251–260).
- REICH LAJOS 1952: Földtani megfigyelések a Cserehát-dombvidéken és a Szendrői-szigethegységben. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1949-ről, pp. 155–164.
- SCHÖNLAUB, H. P. 1979: Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. geol. Bundesanst. (Wien)* 33.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1929: A Borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. – *Földt. Int. Kiadv.*
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1952: A Szendrői Szigethegység és a határos harmadkori medencerész földtani vázlat. – *Földt. Int. Évi jel.* 1948-ról, pp. 137–141.
- SZALAY ISTVÁN et al. 1989: A Szendrői-hegység előkutatása. – *MÁELGI Évi Jel.* 1987-ről, pp. 35–39.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1981: Characteristic Pre-Mesozoic rock-columns along the Hungarian part of Geotransverse C. In KARAMATA, S. – SASSI, F. P. (Eds.): *IGCP Project 5, Newsletter* 3, (pp. 132–137). – *Belgrade/Padova.*
- SZILÁRD JÓZSEF 1966: Gravitációs mérések a Cserehát területén. – *Geofiz. Közlem.* 15/1–4, 111–114.
- SZLAVIN, V. I. 1962: Sztratigrafija paleozoja vnutrennej csaszi Karpato-Balkanszkogo szooruzsenija. – *Carp. Balk. Geol. Assoc. Kiev* 1962, pp. 184–210.
- TESSENSOHN, F. 1971: Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 138/2, pp. 169–220.

Upponyi paleozóos rétegösszlet

A földtani megismerés története

Az Upponyi-hegység földtani felépítéséről először a bécsi földtani intézet „Miskolcz I. 5.” jelű, 1:144 000 méretarányú térképlapján – BÖCKH JÁNOS 1867. évi munkája nyomán – találunk adatokat: „Jura und Klippenkalk” és „Steinkohlenschiefer mit Kalk und Hornstein” megjelöléssel.

A hegység első részletes (1:25 000 ma.) földtani felvételére – LÓCZY LAJOS földtani intézeti igazgató „kárpáti programja” keretében – (1910–1919 között), a Bükk hegységgel együtt került sor. A feladat megvalósítása SCHRÉTER ZOLTÁN-ra hárult. 1915-ben megjelent első munkájában megállapítja, hogy „a hegység magvát karbon agyagpala, homokkő és ópaleozoikus mészkő alkotja”. Az Upponyi-hegység és a Bükk paleozóos képződményeinek teljes azonosságára gondolt. Megfigyelte az uralkodóan DNy-ÉK-i csapást és a DK-i dőlésviszonyokat. 1923-ban megjelent munkájában világosszürke devon mészkövet, fölötté és határ nélkül települő sötétszürke, vékony réteges-lemezes alsókarbon mészkövet, valamint karbon kori sötétszürke agyagpalát és homokkövet említ. Az utóbbiak a karbon mészkővel és egymással is többször váltakoznak.

SCHRÉTER 1941–42-ben dolgozott ismét az Upponyi-hegységben. 1945-ben megjelent tanulmányában devon mészkő mellett alsókarbon agyagpala és mészkő váltakozásából álló rétegcsoportot, valamint ennek fedőjében agyagpalát és homokkövet írt le. Az alsókarbon mészkő és agyagpala váltakozását részben gyűrődés és felpikkelyeződés révén keletkezettnek határozta meg. Az agyagpala–homokkő formációban kovapala betelepülést talált. A paleozóos rétegösszlet három sorozatra való tagolása ebben a munkában jelenik meg határozott formában. Részletesen foglalkozott az Upponyi-hegység mangános vasérc (limonit) indikációival és azok hasznosításának és kutatási objektumainak történeti adataival.

„A Bükk-hegység geológiája” c. áttekintő munkájában (1943) az upponyi „világosszürke és fehér, félig kristályos, szemcsés mészkőrétegeket” a Szendrői-hegység kristályos mészkőjével azo-

nosította és feltételezen az alsókarbonba tartozónak tekintette. Az előlött települő, sötétszürke agyagpala és mészkő váltakozásából álló rétegcsoportot az alsó karbonba; végül az agyagpalát és homokkövet a felsőkarbon alsó részébe helyezte.

Az ötvenes évek első felében BALOGH KÁLMÁN és PANTÓ GÁBOR dolgozott az Upponyi-hegységben. PANTÓ a hegység paleozóos rétegösszletét alsókarbon „féligkristályos mészkő–agyagpala és agyagpala–homokkő” rétegcsoportba sorolta (1954). A féligkristályos mészkő fölött települő átmeneti övben „vulkáni porszórással jellemezhető szintet” talált: „kb. 100–150 m széles sávban zöldes és ibolyás betelepülések jelennek meg a rétegcsoport mészkőjében s agyagpalájában. A lemezes mészkő e sávok övében egészen világos és legtöbbször rózsaszínűre festett. Az eltérő színzöldést valószínűleg kolloidális tufaanyag okozza”. A második rétegcsoport agyagpala tagjai között jelentősebb összefüggő, préselt tufabetelepüléseket említ, amelyek anyaga nagy valószínűséggel átalakult diabáztufának tekinthető. Az Upponyi-hegység DK-i szegélyén a ladini emeletbe sorolt mészkőpikkelyekben s környezetükben található, ugyancsak diabáz, ill. diabáztufa betelepüléseket tartalmazó vörös, szürke és fekete agyagpalát, sötétszürke kovapalát és durvaszemű zöldes homokkövet – Bükk hegységi analógiák alapján – szintén a ladini emeletbe sorolta.

BALOGH KÁLMÁN pontosabb egybevetés alapján a Nekézseny és Dédestapolcsány között ladiniba sorolt agyagpalát s homokkövet karbon agyagpala–homokkő rétegcsoportba helyezte vissza (BALOGH–PANTÓ 1954), de változatlanul a ladini emeletbe tartozónak tekintette a nekézsenyi tektonikus zóna É-i oldalán található diabáz és krinoideás mészkő feltárásokat.

JÁMBOR ÁRON a Szendrői- és Upponyi-hegység összehasonlító vizsgálata alapján kimutatta a két terület paleozóos képződményeinek eltérő jellegét, és a megegyező szerkezeti felépítés mellett a szendrői rétegösszletet a devonba, a faunamentes upponyi rétegösszletet pedig az alsókarbonba sorolta (1961).

VITÁLIS GYÖRGY 1959-ben közreadott hidrogeológiai munkájában a mészkő-agyagpala és az agyagpala-homokkő határán jelentős vastagságú mészkő és homokkő váltakozásából álló zónát térképezett.

BALOGH KÁLMÁN bükki monográfiájában egyben az Upponyi-hegységre vonatkozó addigi ismereteket is összefoglalta (1964). Mindhárom upponyi paleozóos rétegcsoportot az alsókarbonba sorolta és bennük a bükki újpaleozoikum fekvését látta. Ez az álláspont tükröződik az 1975-ben megjelent Miskolc M-34-XXXIII jelű térképlap magyarázójában is.

Az eddigiektől jelentősen eltérő véleményt képviselt SZLAVIN V. I. (1962) az észak-magyarországi paleozóos képződmények rétegtani besorolását illetően. Bulgáriai tapasztalataira hivatkozva, és a szendrői paleozoikummal való egybevetés alapján az upponyi I. sorozatot az ordoviciumba, a II. és III. sorozatot pedig a szilurba helyezte.

1956 és 1976 között – többszöri megszakítással – a Mecseki Ércbánya Vállalat szakemberei végeztek gyakorlati irányú kutatást a hegységben: kiegészítő földtani felvételt, hidrogeokémiai, geoelektromos és radiológiai méréseket. Kutatófúrásokat is mélyítették: Dédestapolcsány Dt-2, -6, -7 és Nekézseny N-1, -2. A kutatást ELSHOLTZ LÁSZLÓ irányította.

NAGY ELEMÉR (1972) a magyarországi paleozoikum átfogó kutatásának összefoglaló jelentésében az upponyi sorozatokat a szendrőivel párhuzamosíthatónak tartotta és szilur korukat valószínűsítette.

A NAGY ELEMÉR által irányított „paleozóos program” keretében az Upponyi-hegységből származó kőzetmintákat NOSKENÉ FAZEKAS GABRIELLA vizsgálta meg és publikálta annak eredményeit (1973). Az upponyi paleozóos rétegecszletet a szöveges részben is, a NAGY ELEMÉR-KOSÁRY ZSUZSA által szerkesztett földtani térképen és szelvényen is ordovicium–szilur korinak tüntették fel.

A hegység rétegtani kutatásának új perspektívát adtak KOZUR, HEINZ és MOCK, RUDOLF úttörő conodonta-vizsgálatai (1977). A „második sorozat” mészkő rétegcsoportjaiból É-ről D-i irányban alsókarbon, felsődevon és középsőkarbon Conodontákat határoztak meg.

A Magyar Állami Földtani Intézet „Darnó-program”-ja keretében 1976–77-ben előbb SZEMERÉY HUBA, majd RÓTH LÁSZLÓ dolgozott a hegységben. Ekkor mélyült az Uppony U-10 és -11 jelű fúrás. RÓTH LÁSZLÓ az utóbbi fúrás által feltárt, a Szendrőládi formációra emlékeztető mészkőben egy kezdetben Hydrozoának tartott ősmaradványt talált, amelyet később FLÜGEL, ERIK erlangeni professzor a Solenoporaceákhoz tartozó *Parachaetetes* sp. vörösalgának határozott meg, pontosabb korbesorolás lehetősége nélkül. A bázisos vulkanitokat VETŐNÉ ÁKOS ÉVA tanulmányozta. Ezek korának eldöntésére KOVÁCS SÁNDORRAL 1979-ban a vulkanitokkal együtt fellépő mészkőfajtákból conodonta-vizsgálatra gyűjtöttek mintákat. Ennek eredményeként a korábbi szerzők által középsőtriásznak tartott Nekézseny strázsa-hegyi diabáz–mészkő összletből alsódevon Conodonták kerültek elő (KOVÁCS SÁNDOR 1981). Felismerték, hogy a „kiömlő bázisos vulkáni anyag és a lágy mésziszap a tengerfenéken kezdettől fogva keveredtek” és vulkáni–üledékes összlet alakult ki (KOVÁCS SÁNDOR–VETŐNÉ ÁKOS ÉVA 1983). A Strázsa-hegyen feltárt mészkő kibúvások pedig szilur pelágikus mészkő és legalsódevon krinoideás mészkő olisztolitnak bizonyultak a magasabb alsódevon, vagy középsődevon vulkáni–üledékes mátrixú olisztosztrómában (KOVÁCS SÁNDOR–PÉRO CSABA 1983). A Strázsa-hegyről KOZUR, HEINZ is publikált szilur és devon Conodontákat (1984).

KOVÁCS SÁNDORNAK a hegység egészére kiterjedő conodonta-vizsgálatai és földtani megfigyelései 1979-ben kezdődtek. A hegységnek ezen vizsgálatokra alapozott új képe először KOVÁCS SÁNDOR és PÉRO CSABA 1983-as közleményében jelent meg. Jelen összefoglaló áttekintés mindenekelőtt KOVÁCS SÁNDOR napjainkban már monográfia érettségű munkásságán alapul.

A földtani alapfúrások (Dédestapolcsány Dt-5, 8, 9 és Uppony U-11, Bánhorváti Bh-18), valamint számos külszíni feltárás típusmintáinak részletes és összehasonlító ásvány–kőzettani vizsgálatát ÁRKAI PÉTER végezte el (kéziratos jelentések 1978, 1982, 1983, kandidátusi értekezés 1982, valamint HORVÁTH ZOLTÁN ANDRÁSSAL és TÓTH MÁRIÁVAL közös publikáció 1981). Metamorf kőzetszöveti, ásványparagenetikai, illit kristályos-

ság, b_0 -geobarometriai és szénülésfok mérési módszereket alkalmazva megállapította, hogy az Upponyi-hegység paleozóos képződményeit átlagosan az anchi- és epizóna (nagyon kistökű és kistökű metamorf tartomány) határának megfelelő átmeneti jellegű (kb. 350 °C hőmérsékletű), kis (kb. 2,5 kbar) nyomástartományú regionális dinamotermális metamorfózis érte. A korábban törmelékes eredetűnek leírt kloritoid anchizónás metamorf eredetét bizonyította. A metabazalt és metatufa közbetelepülésekben posztmagmás, vagy mállási folyamatok hatására keletkezett glaukonit-szeladonitot és ebből anchizónás regionális metamorf hatásra képződött stilpnomelánt mutatott ki. Megállapította, hogy a Tapolcsányi formáció agyagos kovapala tagozata közepesen- gyengén rendezett diszperz, szénült szervesanyagot (grafit- d_2), valamint az irányított (stressz) nyomás mikroméretű változásainak megfelelően grafitot, antracitot és mozaikreflexiós metabituminitet tartalmaz. A regionális metamorfózist alpi (kréta, preszenon) korinak minősítette.

IVANCSICS JENŐ és KISHÁZI PÉTER kéziratossá tett jelentésükben (1983) a Rágyincsvölgyi és Csernelyvölgyi Homokkő közettani kifejlődéséről adtak genetikai és rétegtani jelentőségű differenciált diagnózist: az előbbi csaknem kizárólag jól osztályozott kvarc anyagú törmelékkel állnak, az utóbbit litikus grauwackénak határozták meg.

Elterjedés, település, tagolás

Az Upponyi-hegység kis kiterjedésű, mintegy 15 km² nagyságú, alacsony hegység a Bükk-től északra. Legkiemelkedőbb pontja a 435 m magas Vízköz. Északon az upponyi, délen a nekézsényi feltolódás (SCHRÉTER 1945) határolja. Az előbbi mentén az északi előtér miocén képződményeire, ill. a rudabányai triász Darnó-vonal menti folytatására tolódott fel (BALOGH-PANTÓ 1954). A nekézsényi feltolódás mentén a hegység paleozóos összlete – bonyolult, nehezen kibogozható szerkezettel – a Bükk előtér felsőperm-alsótriász képződményeivel érintkezik. Keleti és nyugati irányban miocén képződmények alá merül.

A hegység a pliocén folyamán kiemelkedett alaphegység-rög, amelybe a Bán- és a Csernelypatak völgye vágódott be, és tárta fel a paleozóos

képződményeket. A fiatal fedő képződmények maradványai a paleozóos alaphegység 400 m körüli lapos hátságain ma is megtalálhatók.

Az Upponyi-hegységre az ÉÉNy-i vergenciájú pikkelyes, részben gyűrt szerkezet a jellemző. A pikkelyeződés felsőkréta előtti; a DK-i hegység-szegélyen a szenon Nekézsényi Konglomerátum formáció már diszkordánsan települ erre a szerkezetre.

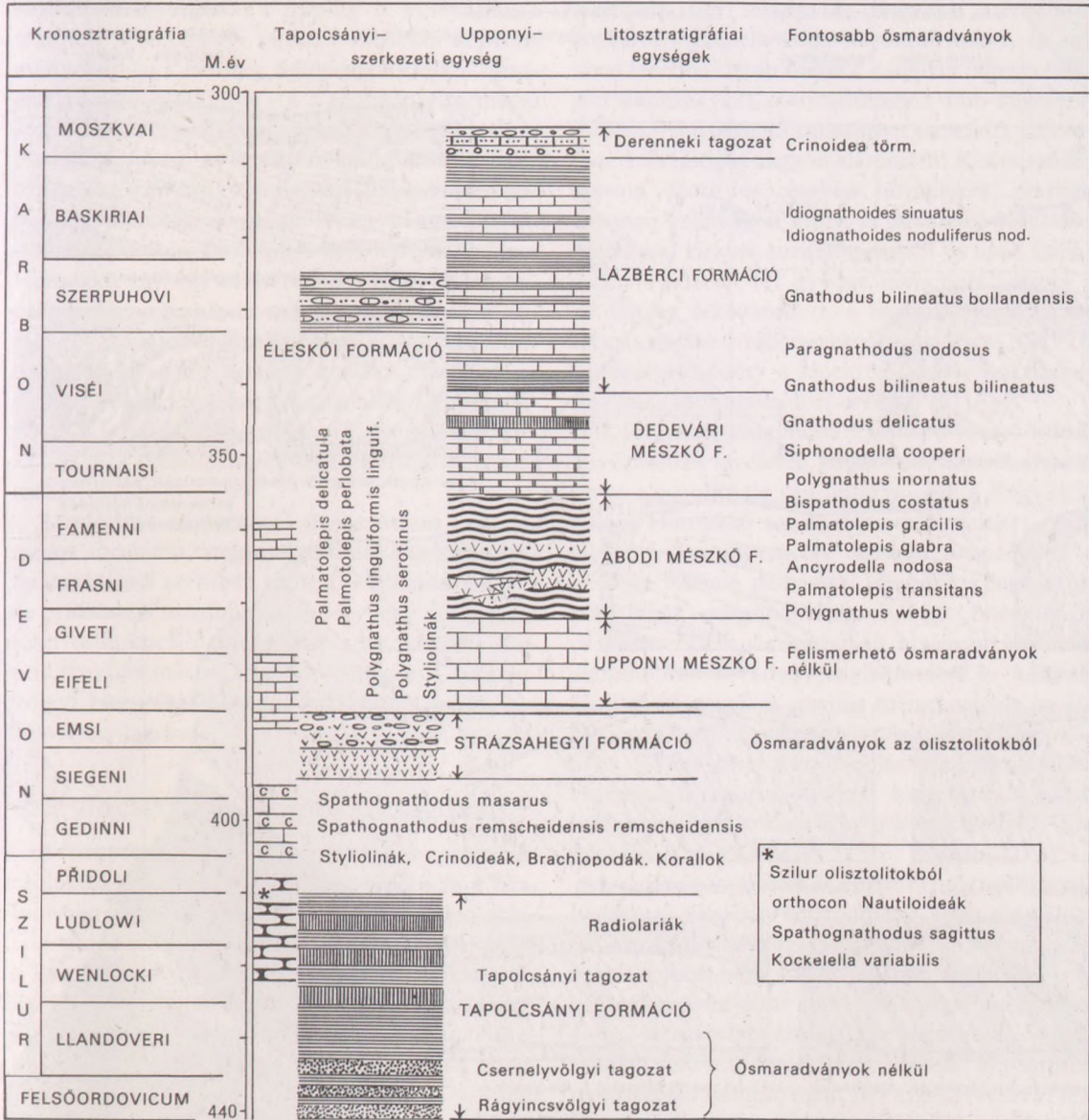
A hegység felépítésében – a neogén fedő és a felsőkréta konglomerátum kivételével – csak paleozóos képződmények vesznek részt, amelyek két szerkezeti egységbe foglalhatók:

A hegység északi felében – a korábbi I. és II. sorozatot magába foglaló – Upponyi szerkezeti egység túlnyomórészt karbonátos képződményekből áll. A szürkésfehér, vastagpados, kristályos Upponyi Mész-kő déli oldalán szürke, jól rétegzett alsókarbon mész-kővel pikelyeződött egybe. Az Upponyi-szorostól délre a Lázberci formáció Ny-felé elkeskenyedő mész-kő-agyagpala sávja található; majd az általában tufitos Abodi Mész-kőnek a Zsinnyétől, ill. a Kőrözsa-tető északi lejtőjétől a Vízközön át a Fekete-kőig húzódó széles sávja következik. Ettől délre, a hegység középső részén a Lázberci formáció fő zónája vonul keresztül.

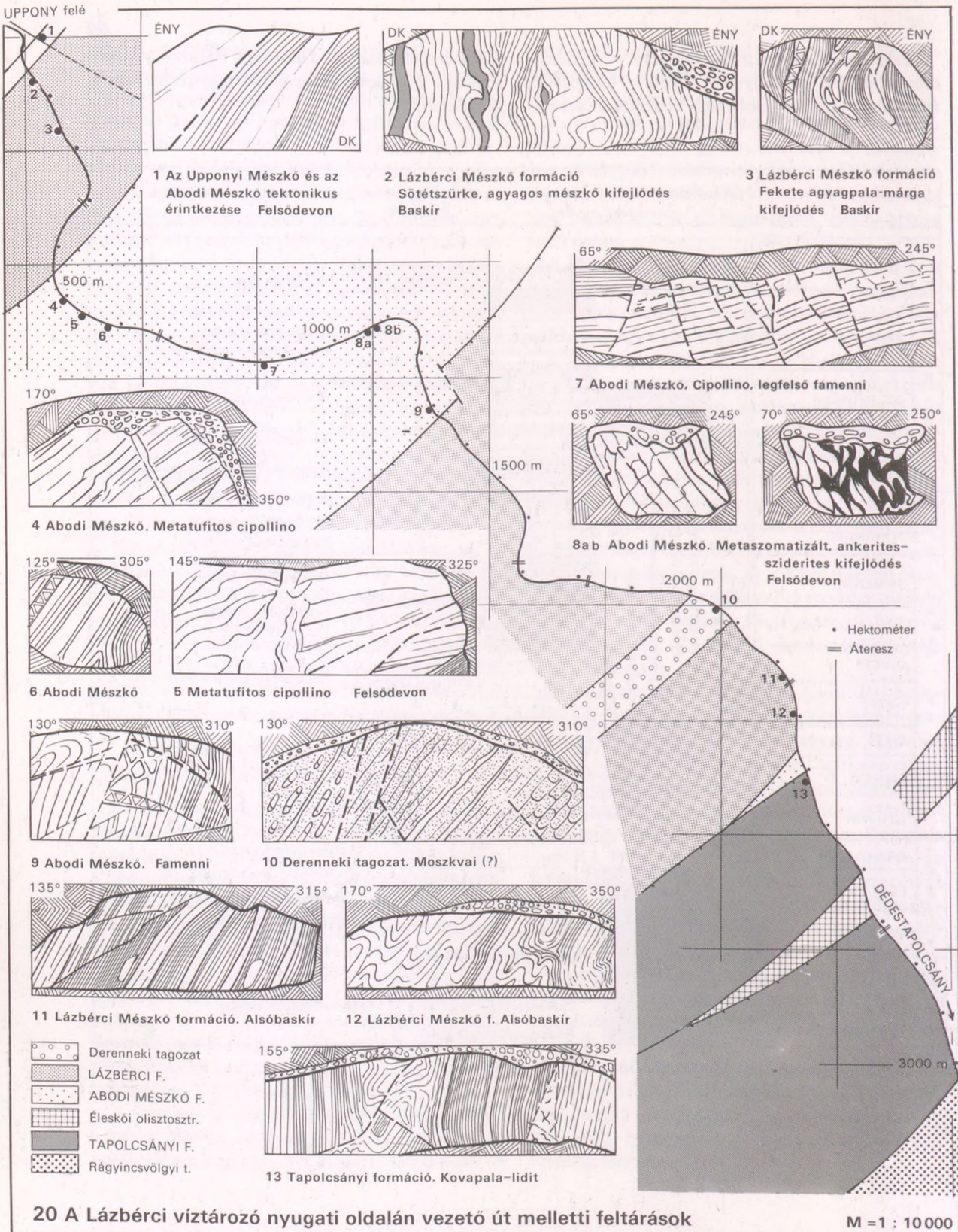
A korábban III. sorozatként jelölt déli hegység-rész az uralkodóan törmelékes képződményekből álló Tapolcsányi szerkezeti egység. Képződményei a tágabb értelemben vett Tapolcsányi formáció (Rágyincsvölgyi és Csernelyvölgyi Homokkő tagozat és az agyagpala-kovapala-lidit rétegek váltakozásából álló Tapolcsányi Kovapala tagozat), valamint az Éleskői olisztostróma. Jó feltárási a víztározó Ny-i oldalán vezető út mentén, az Éleskő Ny-i oldalán, a Rágyincsvölgyben, a Közép-bérc Ny-i oldalán és a Bóti-völgyben tanulmányozhatók. A szerkezeti egység déli szegélyén, a törmelékes összletre feltolódva, vagy abba belegyűrve sorakoznak a Strázahegyi formáció vulkáni-üledékes tömbjei. (II. melléklet), (19–20).

A formációk eredeti települési rendje nehezen ismerhető fel, általában tektonikusan érintkeznek. Ugyanezért vastagságukról is csak annyi állapítható meg, hogy néhány tíz métertől, több száz méterig terjednek.

A szerkezeti alapformákat ÉÉNy-i vergenciájú (Lázbérci formáció, Dedevári Mészke, Abodi Mészke, Tapolcsányi formáció) a gyűrt formák is gyakoriak.



19 Az Upponyi-hegység paleozóos képződményei



Litosztratigráfiai egységek

Tapolcsányi formáció

A hegység déli részén elkülönített Tapolcsányi szerkezeti egységet – a mindig is különállónak tekintett strázsahegy vulkáni-üledékes képződményektől és a nemrég felfedezett Éleskői olisztromától eltekintve – a Tapolcsányi formáció képződményei építik fel. A mintegy 1,5 km szélességű területen az uralkodó kovapala kifejlődés törmelékmezői nagy kiterjedésű, jellegzetesen kopár hegyoldalakat alkotnak. Az egyhangú kifejlődést csak a Rágyincsvölgyi és a Csernevölgyi Homokkő egy-egy sávja tagolja. Hogy az agyapala terület a térképen miként osztható fel a homokkővonulatokat kísérő, azokkal egy litosztratigráfiai egységbe tartozó részre, másrészt az agyagpalából, mangános agyagpalából, kovapalából és liditből álló Tapolcsányi Kovapala tagozatra, ma még csak hozzávetőlegesen megoldott maradt.

A mindent egybeemlő, ill. az összes képződményt formáció rangon elkülönítő litosztratigráfiai tagolással szemben ezúttal – fejlődéstörténeti és ősföldrajzi megfontolásokból – egy mértéktartóan differenciál megoldást alkalmazunk: Tapolcsányi formáció; Rágyincsvölgyi és Csernevölgyi Homokkő tagozat, valamint Tapolcsányi Kovapala tagozat.

Rágyincsvölgyi Homokkő tagozat

A hegység DK-i szélén, a dédestapolcsányi szőlőktől a Rágyincsvölgy alsó részén és a Malom-hegyesen át a Lázberci-víztározó keleti oldalig terjedő vonulatban ismerjük. Típusfeltárása a Rágyincsvölgy északi oldalán levő sziklakibúvás [19]. A környező aleurolitpala-agyapala képződményekkel való kapcsolata bizonytalan. Feltehetően van „saját” aleurolitpala-agyapala rétegcsoportja. Erre utal a Dédestapolcsány Dt-8 jelű fúrás rétegsora (21).

Kőzettani kifejlődése szürke, vastagpados, aprószemcsés homokkő. Kézinagyítóval is jól láthatóan szinte kizárólag kvarcsczemcsékből áll. A me-

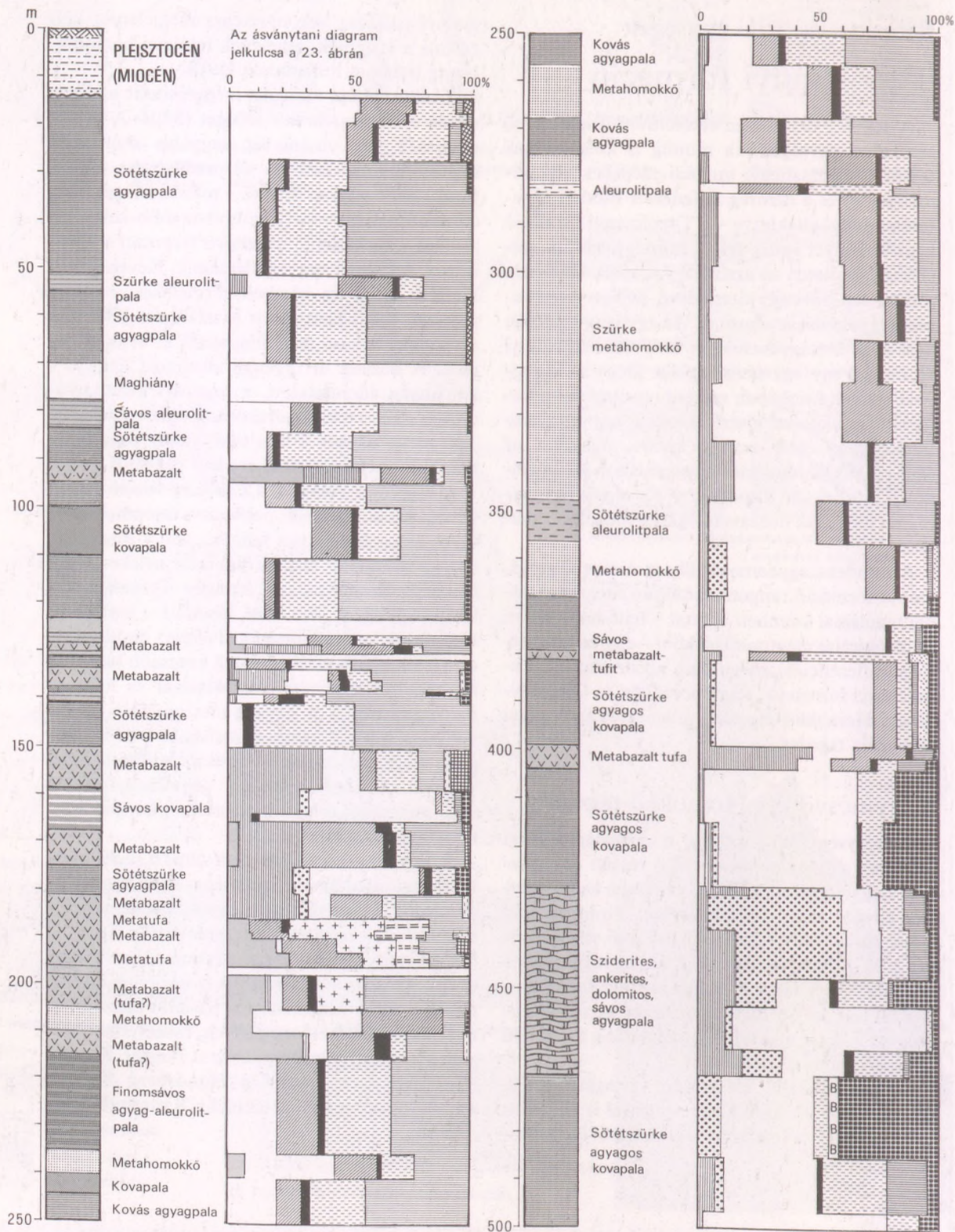
tamorf paláság vékonyréteges megjelenést kölcsönöz a kőzetnek, amelynek felületei harántpaláság hatására hullámosak [19]B.

A mikroszkópi vizsgálat megerősítette a kőzetanyag érett kvarcarenit jellegét [20]B. A kvarcsczemcsék egy viszonylag nagyobb szemcséjű, koptatott, meglehetősen jól osztályozott, és egy jóval kisebb – iszap méretű – mátrix jellegű frakciót alkotnak (22), mely utóbbihoz több-kevesebb csillám – aprószemű muszkovit (szericit) – keveredett. A földpát nagyon alárendelt. Kevés erősen bontott biotit és részben törmelékes, részben újonnan keletkezett klorit is található. Járulékos ásványok: cirkon, turmalin, apatit és opak szemcsék. A kőzetet ért gyenge metamorf hatásra a kötőanyag átkovárosodott, a nagyobb kvarcsczemcséken szálkás továbbnövekedés jött létre [20]C-D. Jellegzetes ásvány a kloritoid, amely posztkinematikus, anchimetamorf eredetű [21]A-B.

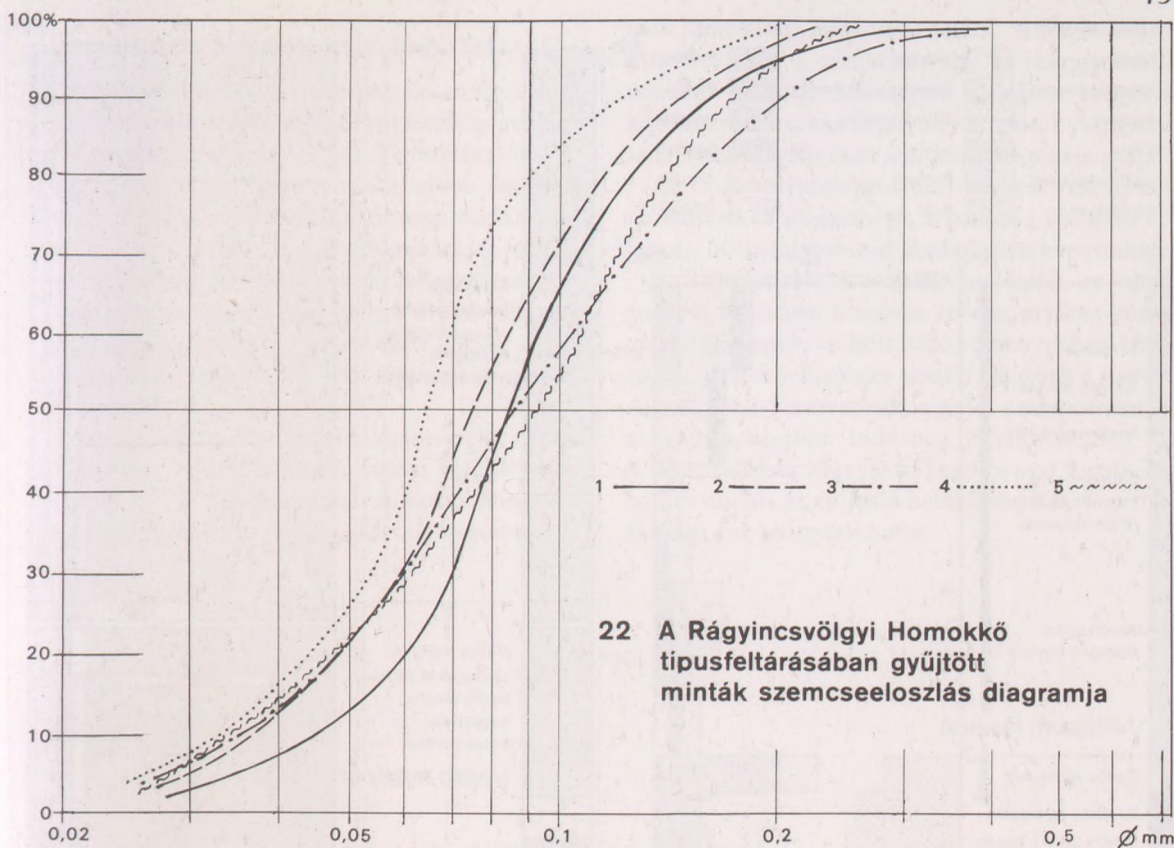
A Rágyincsvölgyből a Lipóczra vezető földút bevágásában levelesen palásodott finomhomokos sávós aleurolitpala van feltárva, ami a Rágyincsvölgyi Homokkő tagozat finomtörmelékes része lehet. A finomszemcsés terrigén törmelék és a későbbi foliáció nem teszi lehetővé a lepusztult kőzetfajták megállapítását. Főként finomszemcsés kvarcból és szericitből áll, kevesebb klorittal, alárendelten savanyú plagioklásszal és kifakult biotitszemcsével. A gyenge metamorfózis az ásványegyüttesben erősebb átalakulást nem okozott, főként diszlokációs foliáció kialakulásához vezetett. A rágyincsvölgyi homokkősziklálkával való metamorf rokonságra utal a kloritoid vázkristályok megjelenése.

A tárgyalt homokkő és aleurolitpala szublitóralis fáciesű üledékes képződmény, érett törmelékanyaggal. Gradáltság, talpjegyek, üledékmozgásra utaló jelek nem voltak felismerhetők.

Ősmeradványokat nem tartalmaz, ezért kora csak a rétegsorban elfoglalt helyzete és az ősföldrajzilag rokon réteggösszletek hasonló képződményei alapján ítéhető meg. Ilyen, összevethető felsőordóvíciumi képződmények a Polster Kvarcit (É-i Grauwacke-zóna), a Hundsberg Kvarcit (gráci paleozoikum), Bischofalm Kvarcit (Karni-Alpok).



21 A Dédestapolcsány Dt-8 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai (Árkai P. ásvány-közetani v.)



Csernelylvölgyi Homokkő tagozat

Nekézsenytől északra, a Csernely-völgy nyugati oldalán, a Bóti- és a Suta-völgy bejárati szakaszán tanulmányozhatók feltárásai. Típusfeltárása a Bóti-völgy bejáratának északi szomszédságában levő elhagyott kőfejtő [22]C. ÉK felé tektonikusan kiékelődik.

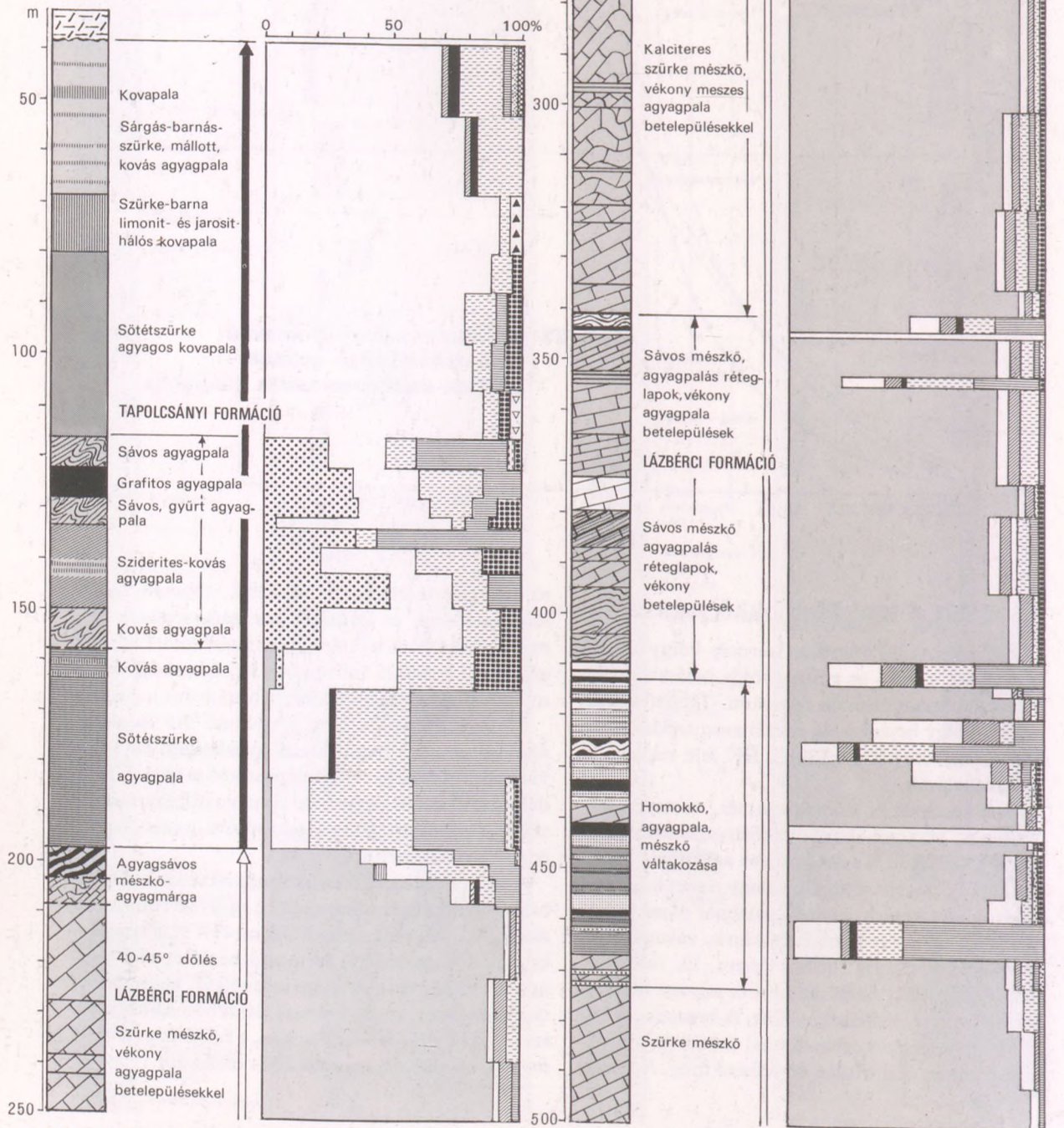
Szürke, apró és finomszemcsés, vastagpadostömeges, kemény, kovás kötőanyagú homokkő, szabad szemmel is felismerhető agyappala klaszterekkel. Törmelékanyagának nagy részét koptatott és szögletes kvarcsemcsék, közepes mennyiségű plagioklász, kevés szericit és klorit, valamint kőzettörmelék alkotja (litikus arenit, ill. földpátos grauwacke) [22] A–B. Az utóbbi anyaga homokkő, aleurolit és csillámdús fillit. A kvarc fenokristályok gyengén rezorbeálódtak, továbbnövekedésük azonban csak ritkán figyelhető meg. A kőzet-

törmelékek részben szétkenődtek, részben öszszepreselődtek és gyenge átkristályosodásuk is megfigyelhető. A gyenge dinamometamorf hatás ezenkívül kezdődő foliációban és esetenként irányított szemcseelrendeződésben nyilvánult meg.

Ósmaradványokat nem tartalmaz. Az éretlen üledékanyag, a kőzettörmelék gyakoriságával, rövid szállításra és gyors felhalmozódásra utal. Üledékjegyeket nem tartalmaz. Gyenge rétegzettsége stabil, nyugodt körülmények közötti lerakódásra enged következtetni.

A kor és fáciesviszonyok megítélése csak nagy bizonytalansággal lehetséges. Legegyszerűbbnek tűnik, a Rágyincsvölgyi Homokkő tagozattal együtt, a Tapolcsányi formáció bázisképződményének tekinteni. A Rágyincsvölgyi Homokkő tárgyalásakor, az ősföldrajzi összehasonlításban szereplő kifejlődési területeken, a felsőordoviciumi kvarcit mellett grauwacke is előfordul.

Ásványtani jelkulcs:



23 A Dédestapolcsány Dt-5 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai (Árkai P. ásvány-kőzettani v.)

Tapolcsányi Kovapala tagozat

Kőzettani kifejlődése sötétszürke–szürke agyagpala, kovapala és esetenként lidit általában vékony rétegeinek váltakozása [23]C. Törmelékes betelepülésként néha finomszemcsés sávok láthatók, amelyek fenékáram-üledékként (contourit) értelmezhetők. Turbiditék és üledékcsúszásos jelenségek nincsenek. Az egész összlet jellegzetesen karbonátmentes. A kovapala pelites üledék diagenetikus kovásodása révén keletkezett [23]A. A lidit primer radiolarit [23]B. Az agyagpala gyakran mangántartalmú.

Az agyagpala ásványtani összetétele: kvarc, plagioklász, szericit, klorit, ritkán kálföldpát és pirit. A $fp/(fp + Q)$ arány 0,3. A karbonátmenteség mély vízben, az egykori karbonát-kompenzá-

ciós szint alatti lerakódást jelent. A kőzet sötétszürke színét a szervesanyag- és mangánoxid-tartalom okozza. Mindkettő általános redukzív körülményekre, euxin viszonyokra utal. A tagozat sajátossága a grafit és az antracit „koegzisztenciája”.

Az ősmaradványokat a lidit-rétegek vékonycsiszolatában megfigyelhető, a palásság síkjában elapult, átkristályosodott Radiolariák képviselik.

A Tapolcsányi Kovapala analógiáit az egész európai szilurban elterjedt fekete, grafitos–mangános agyagpala és lidit képződményekben lehet keresni. Ezek jellegzetes szintet alkotnak a Karni-Alpok, Déli-Karavankák, a gráci paleozoikum és a grauwacke-zóna medence kifejlődéseiben is. A Graptolithák hiányát a Tapolcsányi formációban az anchi- és epizóna határára eső metamorfizáltsági fok magyarázhatja.

Táblamagyarázatok [19] – [23]

[19] Rágyincsvölgyi Homokkő I.

- A A Rágyincsvölgyi Homokkő típusfeltárása
- B Harántpalás homokkő a típusfeltárásból

[20] Rágyincsvölgyi Homokkő II.

- Vékonycsiszolat felvételek (ÁRKAI P.)
- A–B kvarchomokkő a típusfeltárásból
38 ×, +N
- C Kvarc–szericit szálkás továbbnövekedési struktúra törmelékes kvarcsemcsék körül
Rágyincsvölgy típusfeltárás, 147 ×, 1N
- D U. a. mint a C, de +N

[21] Tapolcsányi formáció; vékonycsiszolat fotók (ÁRKAI P.)

- A Hipidiomorf kloritoid kvarcsemcsék között
Rágyincsvölgyi Homokkőben, 147 ×, 1N
- B Neoformációs (epigén metamorf) eredetű kloritoid a törmelékes kvarcsemcsék közötti térben, Rágyincsvölgy típusfeltárás, 147 ×, 1N

- C Aleurolitpala, Dt–8 jelű fúrás 52 m, 147 ×, +N

- D Sávós agyag–aleurolitpala, harántpalás szerkezettel, Dt–8 jelű fúrás 117 m, 38 ×, 1N

[22] Csernelyvölgyi Homokkő

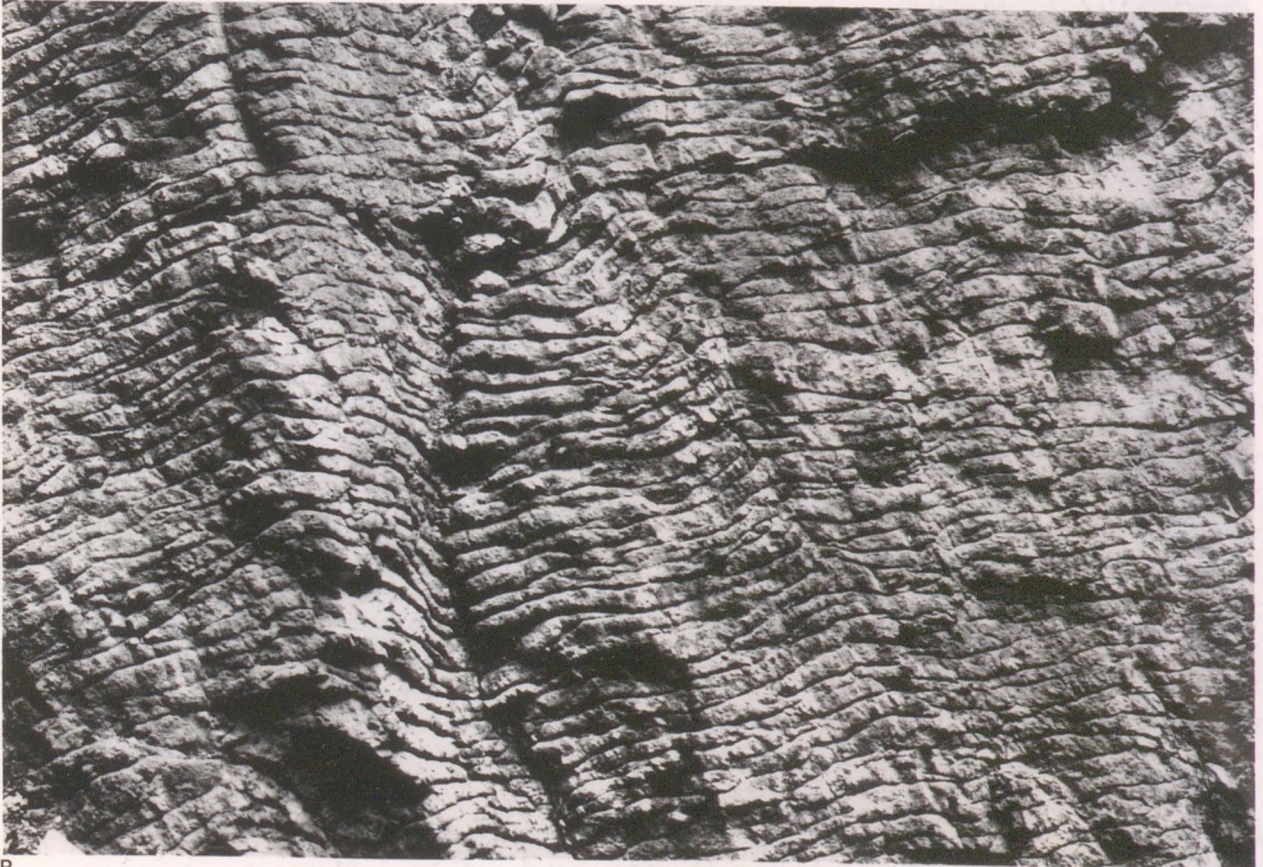
- A Metahomokkő vékonycsiszolat felvétel a Csernelyvölgyi Homokkő típusfeltárásából
40 ×, +N
- B Agyagpala-lencse és sávok a Csernelyvölgyi Homokkőben
Dt–8 jelű fúrás 207,8 m, 38 ×, +N
- C A Csernelyvölgyi Homokkő típusfeltárása a Bóti-völgy torkolati részén

[23] Tapolcsányi Kovapala

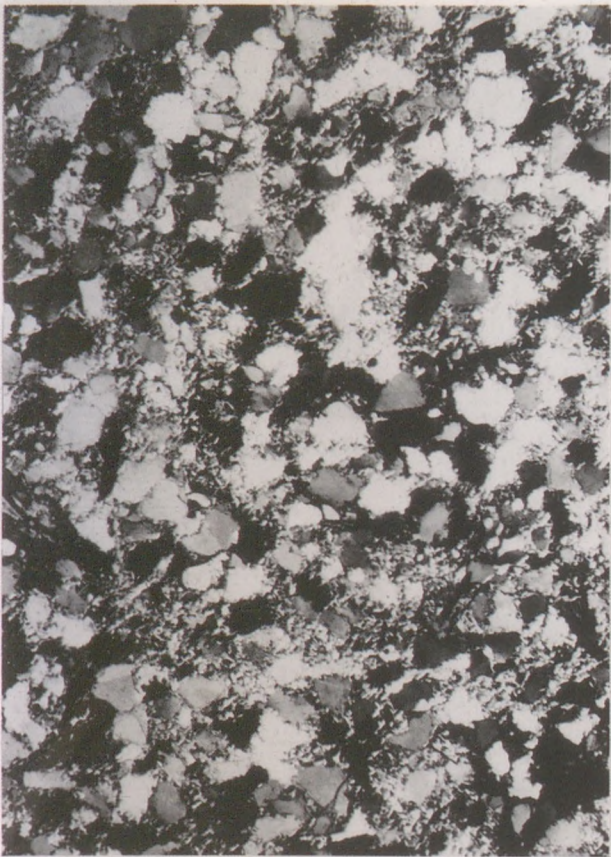
- A Agyagos kovapala kvarcerekkel
Dt–5 jelű fúrás 111,8 m, 13 ×, 1N
- B Kovapala Radiolaria maradványokkal a típusfeltárásból, 50 ×, 1N
- C A Tapolcsányi Kovapala típusfeltárása a víztározó Ny-i oldalán vezető út mentén, a Lipócz ÉK-i lábánál



A



B



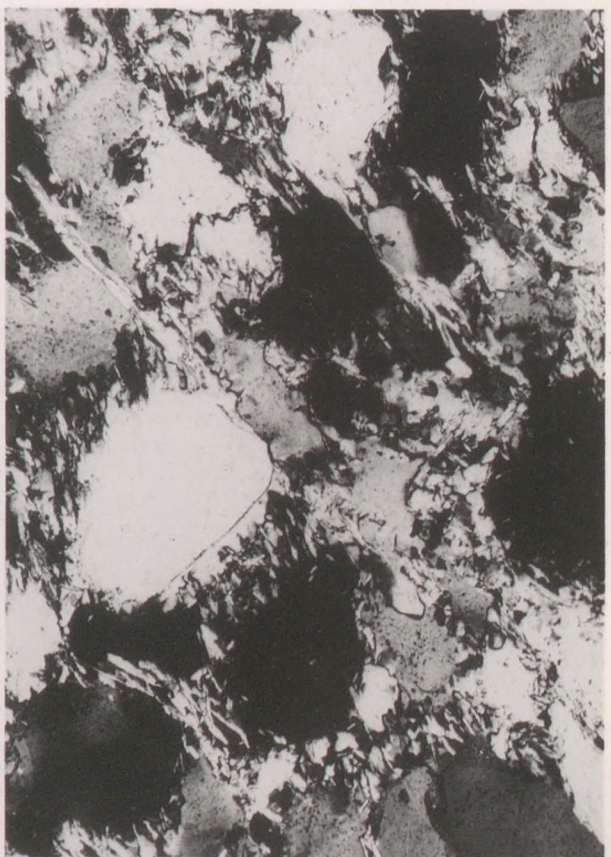
A



B



C



D



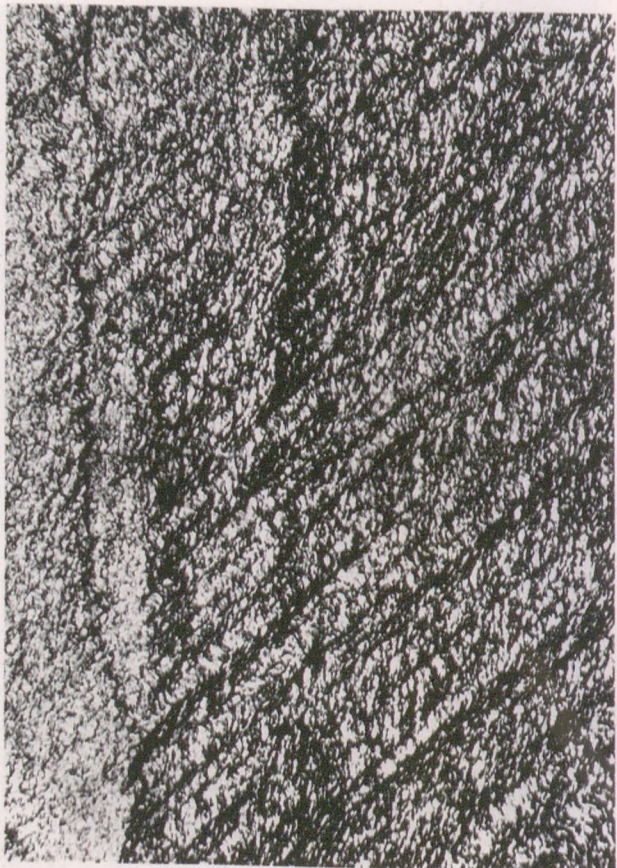
A



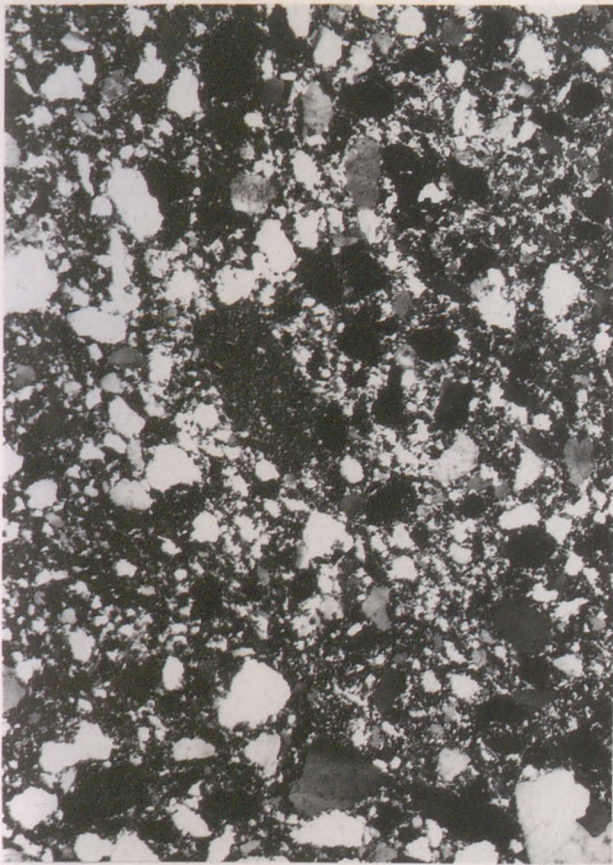
B



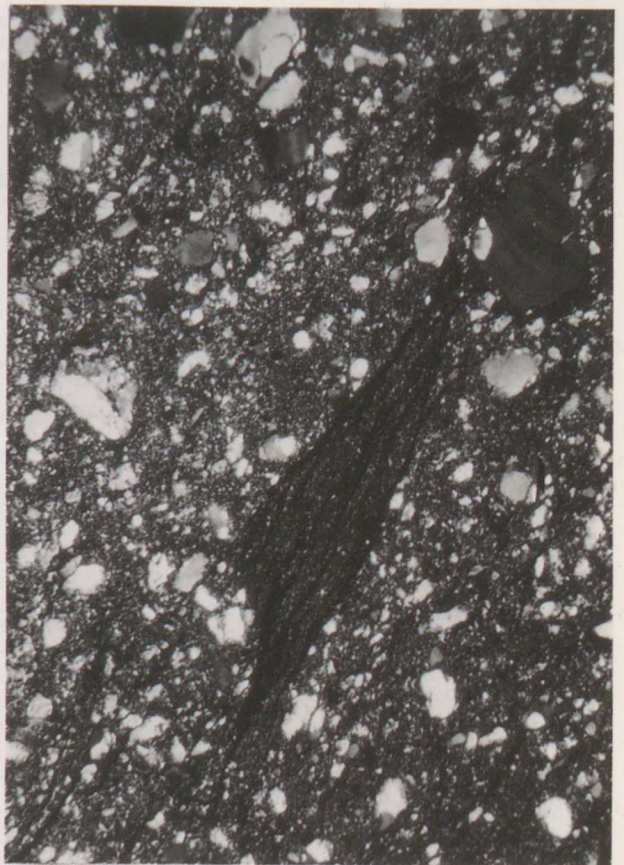
C



D



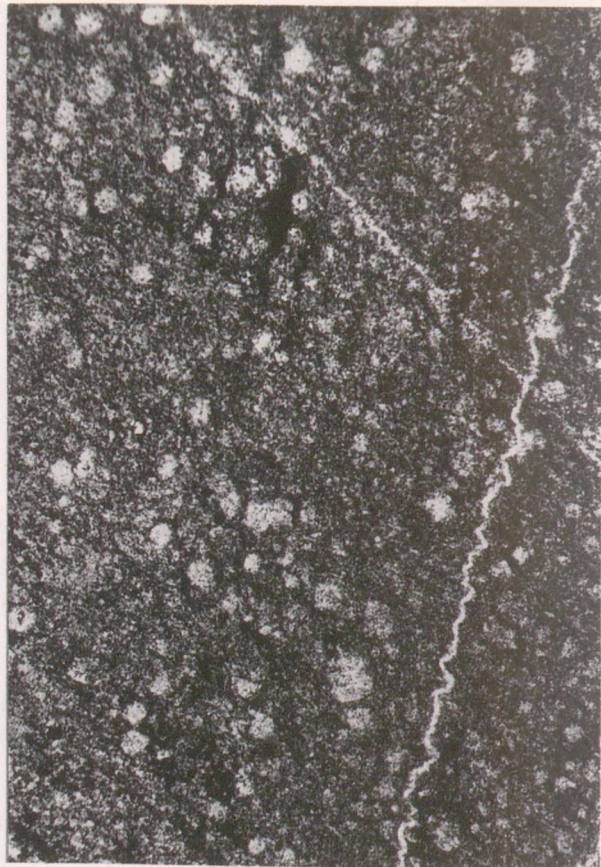
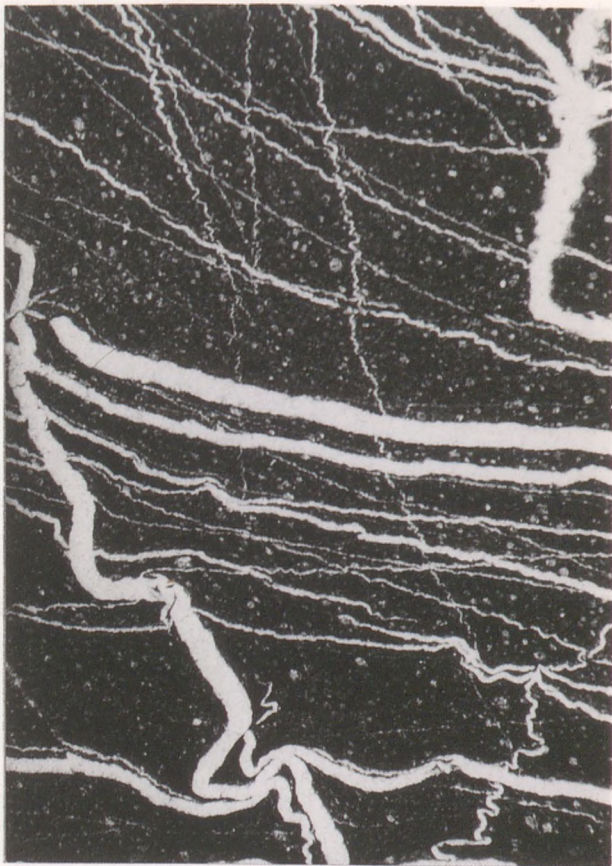
A



B



C



A

B



C

Strázsahegyi formáció

Az Upponyi-hegység DDK-i szélén a Tapolcsányi formációra feltolódva, ill. abba belegyűrve fűzrszerűen sorakoznak a Strázsahegyi formáció vulkáni-üledékes együttesének egymástól elszigetelt blokkjai: a Jöcsös-völgy bejárati szakaszának két oldalán, a Csernely-völgynek a Strázsahegygel átellenes Ny-i oldalán, a Strázsa-hegy Ny-i gerincén (Harka-tető), a Rágyincsvölgy torkolati szakaszának déli oldalán, és attól D-re a hegygerincen, valamint annak csapásában a Lázberci víztározó keleti partján.

A Strázsahegyi formáció egészében vulkáni-üledékes eredetű. A fekvő rész „Schalstein” típusú metabazalt, a fedő vulkáni-üledékes anyagú olisztosztróma.

Schalstein

Típusfeltárása a Strázsa-hegy nyugati végén lévő kőfejtő [24]B. Tömeges kifejlődésű, zöldesszürke, erősen karbonátos, bázisos metavulkanit. A karbonát szedimentációs környezetben kiömlött bazalt kezdettől fogva intenzíven keveredett a konszolidálatlan mészsizzappal, és alacsony hőmérsékleten spilitesedett. Maximum 1–2 dm átmérőjű, szögletes mészkő és ritkán agyagpala zárványokat is tartalmaz. Ezek egyes szintekben felhalmozódva segítik a települési helyzet megítélését. A zárványoknak kontaktmetamorf kérgük van. A mészkőzárványok leggyakoribb típusa

megegyezik a fedő olisztosztróma alsódevon, világosszürke, krinoideás mészkő olisztolitjaival.

A bázisos vulkáni anyag tholeiites összetételű.

[25]–[26]

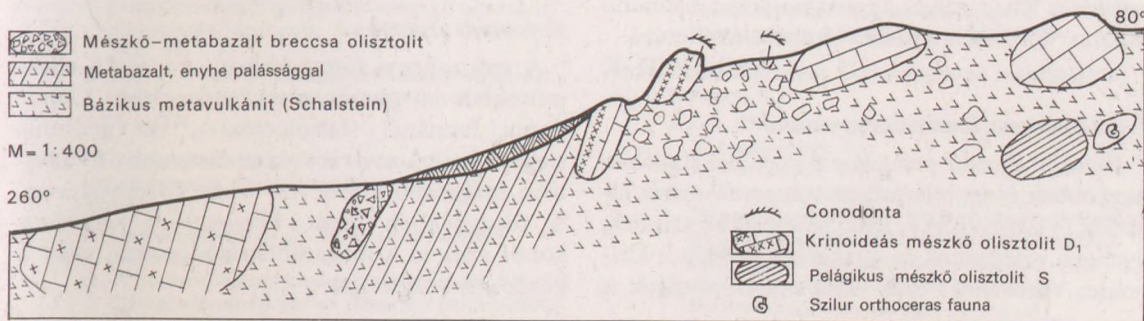
Elemzési adatait az 1. táblázat tartalmazza.

1. táblázat A Strázsa-hegyről származó metabazalt minták kémiai elemzési adatai

SiO ₂	49,67	54,83	32,86	51,01	39,56
TiO ₂	0,94	0,58	4,00	1,03	4,76
Al ₂ O ₃	13,03	20,90	13,52	14,53	13,33
Fe ₂ O ₃	1,85	1,57	2,07	1,81	1,87
FeO	0,51	3,12	7,98	1,30	10,65
MnO	0,11	0,04	0,27	0,11	0,14
MgO	0,63	3,93	6,96	1,16	12,28
CaO	14,02	2,22	13,82	10,85	5,22
Na ₂ O	6,95	0,15	0,57	1,57	0,51
K ₂ O	0,20	5,90	1,24	5,22	0,16
–H ₂ O	0,10	0,14	0,14	0,26	0,09
+H ₂ O	0,87	5,14	5,60	2,21	8,04
P ₂ O ₅	0,27	0,09	0,72	0,30	0,68
CO ₂	11,00	0,83	10,40	8,37	2,52

Strázsahegyi olisztosztróma

A Schalstein szintre mintegy 30–40 m vastagságban olisztosztróma települ, amelynek kötőanyaga bázisos metavulkanit, olisztolitjai pedig két eltérő típusú mészkőből származnak (24).



24 A strázsahegyi olisztosztróma. Földtani szelvény a Strázsa-hegy Ny-i gerincéről (Harka-tető)

A mátrix zöldesszürke–zöldesbarna metabazalt, hólyagos metabazalt törmelék és metabazalt-tufa.

A mészkő olisztolitok átmérője néhány cm-től mintegy 10 m-ig változik [27]A. Eloszlásukban semmiféle szabályosság nem ismerhető fel. Két kifejlődési típusba tartoznak:

Szilur pelágikus mészkő

Kis méretű olisztolitok, bár 2–3 m³-esek is találhatóak. Lilásvörös, zöldesszürke vagy zöldes–vöröses színűek. Az eredeti közetszövet többnyire ostracodás biomikrit vagy ostracodás–szivacstűs biomikrit volt. A mikrit azonban általában mikropátittá kristályosodott át [28]C. Az Ostracodákon és szivacstűkön kívül Echinodermata töredékek és meghatározhatatlan héjtöredékek („filamentumok”) is gyakoriak. A makrofoszsziliákat orthocon Nautiloideák (det. M. Gnoli, Modena):

Michelinoceras michelini (BARRANDE)

Mimogeisonoceras? cf. *liberum* (BARRANDE)

Kopaninoceras sp.

Kionoceras? cf. *adactum* (ZHURAVLEVA)

Leurocycloceras cf. *dulce* (BARRANDE)

Columenoceras? cf. *grande* (MENEHINI)

és *Brachiopodák* képviselik. [29]

A szilur pelágikus mészkő gazdag Conodontákban. A fauna azonban szinte kizárólag egyfogu Conodontákból [28]D (coniform elemek) és az *Ozarkodina excavata excavata* WALLISER multielem (Pa-elem: *Spathognathodus inclinatus inclinatus* WALLISER) összetevőiből áll. Az egyedszámokban meglehetősen alárendelt szintjelző Pa elemek közül *Spathognathodus sagittus* WALLISER a wendlocki emelet zónajelző alakja, míg a *Kockelella variabilis* WALLISER és *Spathognathodus inclinatus inflatus* WALLISER a ludlowi emeletre jellemző.

[30], [32]H–K

Legalsódevon krinoideás mészkő

Blokkjai a szilur pelágikus mészkőnél általában nagyobbak és az olisztolitok túlnyomó részét alkotják. Világosszürke, néha sötétszürke színűek, gyengén rétegzettek és gyakoriak bennük a Crinoidea vázelemek; ezek néha ujjnyi vastagok is

lehetnek. Mellettük ritkán Brachiopoda és korall maradványok is találhatóak. [32]A–B

Ez a kőzetkifejlődés nem olyan gazdag Conodontákban mint az előző, bár egyes blokkokban az egyedszám elég magas lehet. A képződmény legalsódevon korát a következő Pa elemek bizonyítják:

Spathognathodus masarus (SCHÖNLAUB)

Spathognathodus remscheidensis remscheidensis

ZIEGLER

Spathognathodus wurmi BISCHOFF et SANNEMANN

Spathognathodus aff. *optimus* MOSKALENKO

[31], [32]C–G

A *Spathognathodus remscheidensis remscheidensis* és a *Sp. wurmi* fajöltője az egész gedinni emeletre kiterjed, míg a *Sp. masarus* és a *Sp. aff. optimus* a gedinni/siegeni határintervallum szintjelzői. A barrandium emeletbeosztásának megfelelően viszont még az utóbbi két faj is a lochkovi emelet felső határán belülré esik.

Egyéb olisztolitok

A két főtípus mellett nagyon ritkán egyéb olisztolitok is találhatóak. Ilyenek a szürke mészkő-klasztok Crinoidea maradványok nélkül, esetleg Brachiopodákkal. Vékonycsiszolatukban styliolinás mikrit is felismerhető. Ezek olisztolitjai ugyanazokat a Conodontákat tartalmazzák, mint a két főtípus. Néha metabazalt–mészkő intraformációs breccsa olisztolitok is előfordulnak. A metabazalt és mészkő-klasztok nagysága nem haladja meg a néhány cm-t. Olistolitként néhány korallmaradvány is előkerült. Közöttük MIHÁLY SÁNDOR a Szendrőládi Mészkőben is megtalált *Thamnopora reticulata* BLAINVILLE Tabulata fajt ismerte fel.

A formáció kora

A strázsahegy formáció kora a mészkő olisztolitokból meghatározott legfiatalabb Conodonta faunánál (felsőlochkovi, ill. gedinni/siegeni határ) nyilvánvalóan fiatalabb; feltehetően magasabb alsódevon vagy középsődevon. A törmelékben talált *Thamnopora reticulata* korall szintén a magasabb alsódevonra vagy a középsődevonra utal.

Táblamagyarázatok [24] – [32]

- [24] Strázsahegyi metabazalt (Schalstein) I.
 A Schalstein breccsa a Strázsa-hegyről 1/5 nagyság
 B A Strázsahegyi metabazalt (Schalstein) típusfeltárása
 Nekézsény, Jöcsös-völgy; Strázsa-hegy (Harka-tető)
- [25] Strázsahegyi metabazalt (Schalstein) II. vékonycsiszolat felvételek (ÁRKAI P.)
 A Metabazalt szöveti képe, albitos alpanyag-szövedékkel, 35 ×, +N
 B Mandulaköves metabazalt, az olisztosztróma mátrixából, 30 ×, 1N
 C Metabazalttufa, albitléces alpanyagú albit fenokristályos lapilli, 35 ×, 1N
 D Metabazalt lapilli, fluidális szövetű, albit-léces alpanyaggal, kalcit repedés-kitöltéssel, 35 ×, +N
- [26] Strázsahegyi metabazalt (Schalstein) III. vékonycsiszolat felvételek (ÁRKAI P.)
 A Schalstein-tufit a Strázsa-hegyről, 35 ×, 1N
 B Mészke-tufit a Strázsa-hegyről, 35 ×, 1N
 C Finomszemcsés vulkáni törmelékből átkristályosodott klorit-szericit-kvarc-albit-bevonat a kalcit szemcsék felületén, Strázsa-hegy, 35 ×, 1N
 D Metabazalt; stilpnomelán, kalcit, szeladonit-glaukonit, titanit
 Dt-8 jelű fúrás 182,5 m, 147 ×, 1N
- [27] A Strázsahegyi olisztosztróma (KOVÁCS S.)
 A A Strázsahegyi olisztosztróma részlete szilur és alsódevon mészke olisztolitokkal a Strázsa-hegy gerincén (Harka-tető)
 B Alsódevon krinoideás mészke olisztolit a Strázsa-hegy gerincén (Harka-tető)
- [28] A szilur és alsódevon olisztolitok mikrofáciése (KOVÁCS S.)
 A Alsódevon (lochkovi) pelágikus mészke olisztolit, krinoideás biomikrit, 25 ×, 1N
 B Alsódevon pelágikus mészke olisztolitból *Tentaculites (Nowakia)* sp., 25 ×, 1N
 C Szilur (Ludlowi) pelágikus mészke olisztolit, ostracodás biomikrit, Nautiloidea metszettel, 25 ×, 1N
 D Szilur (Ludlowi) pelágikus mészke olisztolit, agyarkonodonták mikrosparit mátrixban, 25 ×, 1N
- [29] Orthocon Nautiloideák a Strázsa-hegyről, szilur mészke olisztolitokból (GNOLI, M.-KOVÁCS S.)
 A *Leurocyloceras* cf. *dulce* (BARRANDE) oldalnézet, 1 ×
 A₂ A harántdízítés kinagyított részlete, 5 ×
 B *Mimogeisonoceras?* cf. *liberum* (BARRANDE) 2,5 ×
 C *Columenoceras?* cf. *grande* (MENEHINI) polírozott hosszmetset, 1 ×
- D *Kopaninoceras* sp. polírozott hosszmetset, 2 ×
 E *Nautiloidea* metszet vékonycsiszolatban, 27 ×
 F *Nautiloidea* metszetek szilur mészke olisztolitban, 1,2 ×
- [30] Conodonták a Strázsahegyi olisztosztróma szilur (wenlocki-ludlowi) mészke olisztolitjaiból (KOVÁCS S.)
 A *Spathognathodus sagittus* WALLISER
 A₁ oldalról, A₂ alul-oldalról, 100 ×,
 A₃ felülről 110 ×, A₄ alulról 90 ×
 B *Spathognathodus sagittus* WALLISER
 B₁ oldalról, B₂ alul-oldalról, B₃ alulról,
 B₄ felülről, 150 ×
 C *Spathognathodus inclinatus inclinatus* WALLISER, C₁ oldalról, C₂ alul-oldalról, 80 ×,
 C₃ alulról 90 ×
 D *Spathognathodus inclinatus inclinatus* WALLISER, D₁ oldalról, D₂ alulról, 55 ×
 E *Spathognathodus inclinatus inflatus* WALLISER,
 E₁ oldalról, E₂ alul-oldalról, E₃ felülről, 100 ×
 F *Kockelella variabilis* WALLISER
 F₁ alulról, F₂ felülről, 100 ×
 G *Spathognathodus inclinatus inflatus* WALLISER
 G₁ oldalt-felülről, G₂ felülről, 100 ×
- [31] Conodonták a Strázsahegyi olisztosztróma alsódevon (lochkovi) mészke olisztolitjaiból (KOVÁCS S.)
 A *Spathognathodus masarus* (SCHÖNLAUB)
 A₁ alul-oldalról, A₂ felülről, A₃ alulról, 100 ×
 B *Spathognathodus* aff. *optimus* MOSKALENKO
 B₁ oldalról, B₂ alul-oldalról,
 B₃ alulról, B₄ felülről, B₅ oldalt-felülről, 100 ×
 C *Spathognathodus* aff. *optimus* MOSKALENKO,
 C₁ oldalról, C₂ alulról, 100 ×
 D *Spathognathodus wurmi* BISCHOFF et SANNEMANN, oldalról 60 ×
 E *Spathognathodus wurmi* BISCHOFF et SANNEMANN, oldalról 50 ×
 F *Spathognathodus remscheidensis remscheidensis* ZIEGLER, F₁ oldalról,
 F₂ alul-oldalról 55 ×, F₃ alulról, 70 ×
 G *Ozarkodina denckmanni* ZIEGLER, oldalról 60 ×
 H *Spathognathodus remscheidensis remscheidensis* ZIEGLER, oldalról 55 ×
- [32] Ősmaradványok a Strázsahegyi formációból (KOZUR, H.)
 A₁-A₂ *Chaetetes* telep a Strázsahegyi Schalsteinből, 2 ×
 B *Heliolites* sp., 1 ×
 C *Armstrongisphaera upponyensis* KOZUR (Muellerisphaerida), Strázsa-hegy, alsódevon (lochkovi) krinoideás mészke olisztolitból (*Ancyrodelloides deltus* zóna), 300 ×
 D *Neopanderodus hungaricus* KOZUR Strázsa-hegy, alsódevon (lochkovi) krinoideás mészke olisztolitból (*Ancyrodelloides deltus* zóna), 130 ×
 E *Ancyrodelloides asymmetricus* (BISCHOFF et

- SANNEMANN), Strázsa-hegy, alsódevon (magasabb lochkovi) krinoideás mészkő olisztolítból (*Ancyrodelloides deltas* zóna), oldalnézeti 44 ×
- F *Ozarkodina pandora* MURPHY
Strázsa-hegy, alsódevon (magasabb lochkovi) krinoideás mészkő olisztolítból (*Ancyrodelloides deltas* zóna), oldalnézeti 100 ×
- G *Ancyrodelloides asymmetricus* (BISCHOFF et SANNEMANN), Strázsa-hegy, alsódevon (magasabb lochkovi) krinoideás mészkőből (*Ancyrodelloides deltas* zóna), oldalnézeti 30 ×
- H *Ozarkodina confluens* (BRANSON et MEHL)
Strázsa-hegy, felsősziur (přidoli) mészkő olisztolítból (*Ozarkodina eosteinhornensis* zóna), felülnézeti 72 ×
- I *Panderodus simplex* (BRANSON et MEHL)
Conodonta-apparátus, Strázsa-hegy, szilur (középső-wenlocki) mészkő olisztolítból (*Ozarkodina sagitta* zóna), oldalnézeti 160 ×
- J *Decoriconus gracilis* (BRANSON et MEHL)
Strázsa-hegy, szilur (középsőwenlocki) mészkő olisztolítból (*Ozarkodina sagitta* zóna), 200 ×
- K *Kockelella variabilis* WALLISER
Strázsa-hegy, szilur (alsóludlowi) mészkő olisztolítból (*Kockelella variabilis* zóna) felülnézeti 150 ×

Éleskői olisztosztróma

Egyetlen sávban ismerjük: a Lázbérci víztározó K-i oldalán az Éles-kő középső részéről [33], és ennek folytatásaként a tó Ny-i oldalán a Lipócz DK-i lejtőjén, néhány száz méter hosszúságban.

Szürke, meszes agyagpala-aleurolitpala alapanyagú olisztosztróma, szürke, ill. szürke-fehér-sávós mészkő olisztolitokkal, amelyek nagysága néhány tíz m³-ig terjedhet.

Az olisztolitok mikrofáciése általában styliolinás mikropátit (eredetileg mikrit) [34]A–B. Egyes olisztolitok anyaga teljesen átkristályosodott, irányított mikropátittá alakult.

Az olisztolitok Conodonta faunája:

emsi:

Polygnathus serotinus TELFORD

eifeli:

Táblamagyarázatok [33] – [35]

[33] Éleskői olisztosztróma

- A Részlet az Éleskői olisztosztrómából a víztározó K-i oldaláról
B Felsődevon styliolinás mészkő olisztolit a víztározó K-i oldalán

[34] Styliolinák és Conodonták az Éleskői olisztosztróma devon olisztolitjaiból (KOVÁCS S.)

- A₁–A₂ *Styliolina* metszetek, 50 ×, 1N
Emsi:
B *Polygnathus serotinus* TELFORD felülnézeti 130 ×
Eifeli:
C *Polygnathus linguiformis* HINDE ssp., felülnézeti 70 ×
D *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE felülnézeti 95 ×
E *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE E₁ felülnézeti, E₂ alulnézeti, 133 ×

Polygnathus angusticostatus WITTEKIND
Polygnathus costatus costatus KLAPPER
Polygnathus linguiformis alveolus WEDDIGE
Polygnathus linguiformis linguiformis HINDE
Polygnathus linguiformis HINDE ssp.

alsófamenni:

Palmatolepis delicatula ULRICH et BASSLER
Palmatolepis glabra ULRICH et BASSLER ssp.
Palmatolepis minuta BRANSON et MEHL ssp.
Palmatolepis minuta loba HELMS
Palmatolepis perlobata ULRICH et BASSLER
Palmatolepis subperlobata HELMS
Palmatolepis cf. *regularis* COOPER
Icriodus alternatus BRANSON et MEHL
Icriodus nodosus STAUFFER [34]C–F, [35]

Az Éleskői olisztosztróma nagy valószínűséggel a variszkuszi flis-stádiumba, a karbon középső részébe sorolható.

[35] Conodonták az Éleskői olisztosztrómából (KOVÁCS S.)

Eifeli:

- A *Polygnathus angusticostatus* WITTEKIND, 103 ×
B *Polygnathus linguiformis alveolus* WEDDIGE B₁ felülnézeti, B₂ oldal-felülnézeti, 133 ×
C *Polygnathus costatus costatus* KLAPPER C₁ felülnézeti 95 ×, C₂ oldal-felülnézeti 100 ×
Famenni:
D *Palmatolepis* cf. *regularis* COOPER D₁ felülnézeti, D₂ alulnézeti, 133 ×
E *Icriodus alternatus* BRANSON et MEHL felülnézeti 103 ×
F *Icriodus nodosus* STAUFFER, felülnézeti 133 ×
G *Palmatolepis delicatula* ULRICH et BASSLER felülnézeti 133 ×
H *Palmatolepis perlobata* ULRICH et BASSLER felülnézeti 133 ×
I *Palmatolepis subperlobata* HELMS felülnézeti 133 ×
J *Palmatolepis minuta* BRANSON et MEHL felülnézeti 133 ×



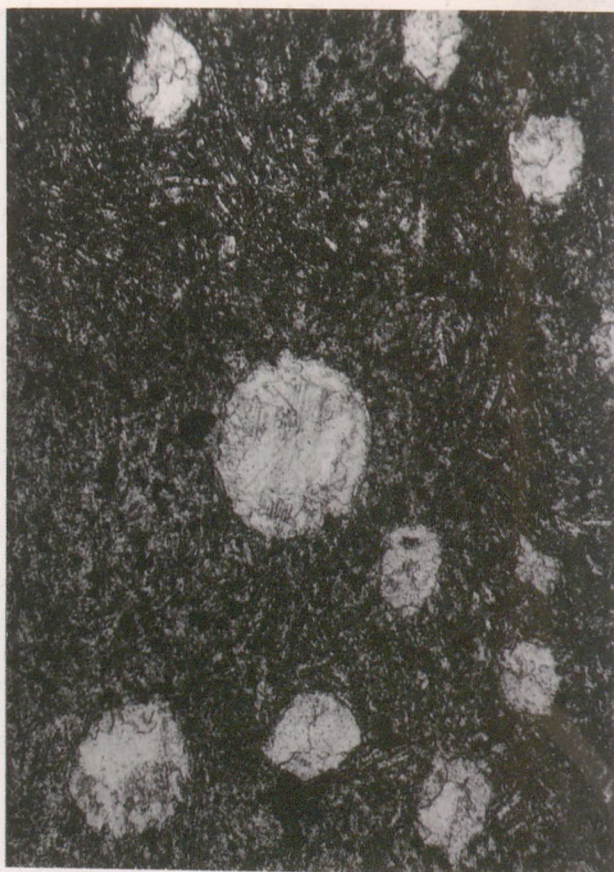
A



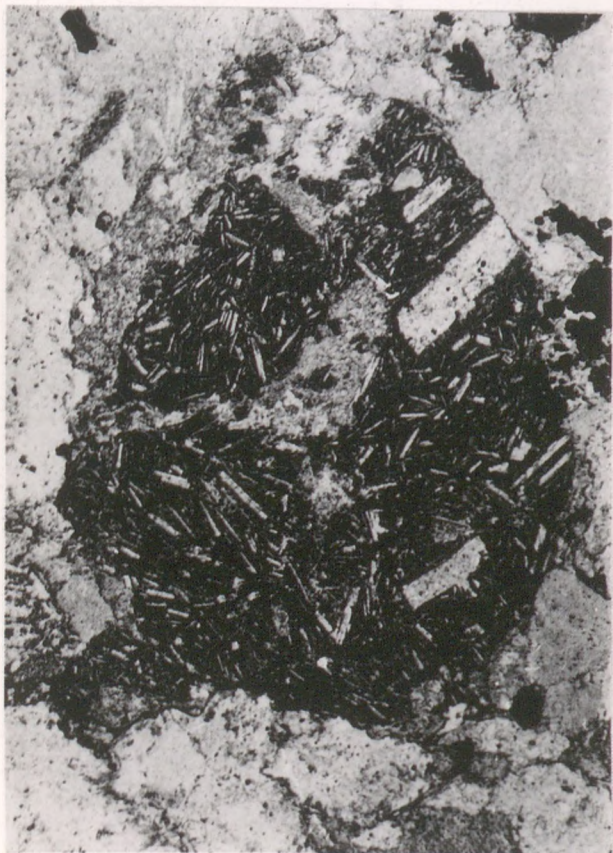
B



A



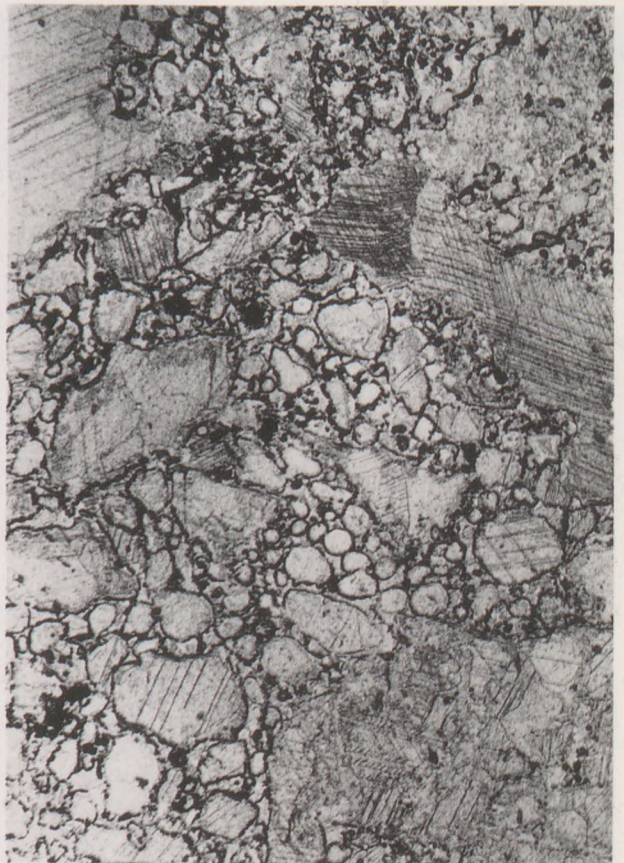
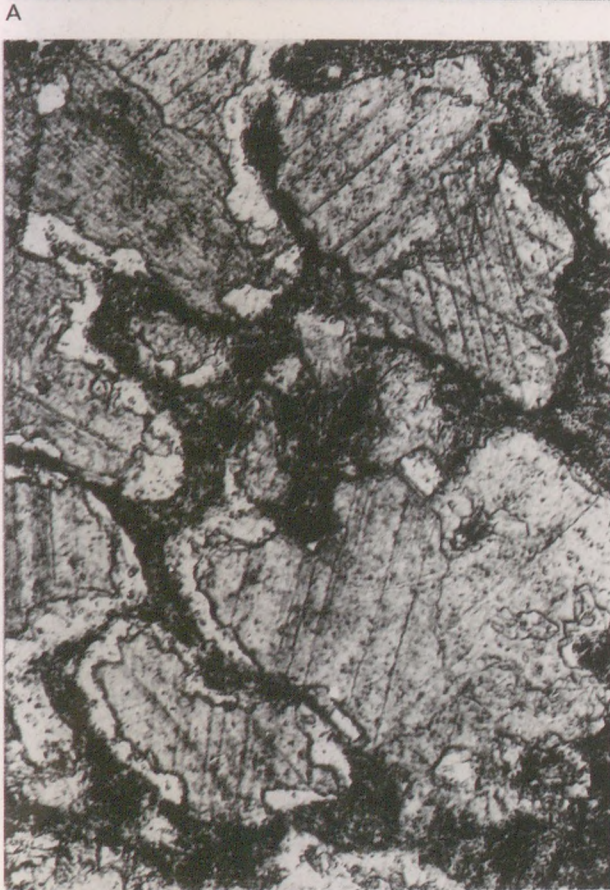
B



C



D



A

B

C

D



A



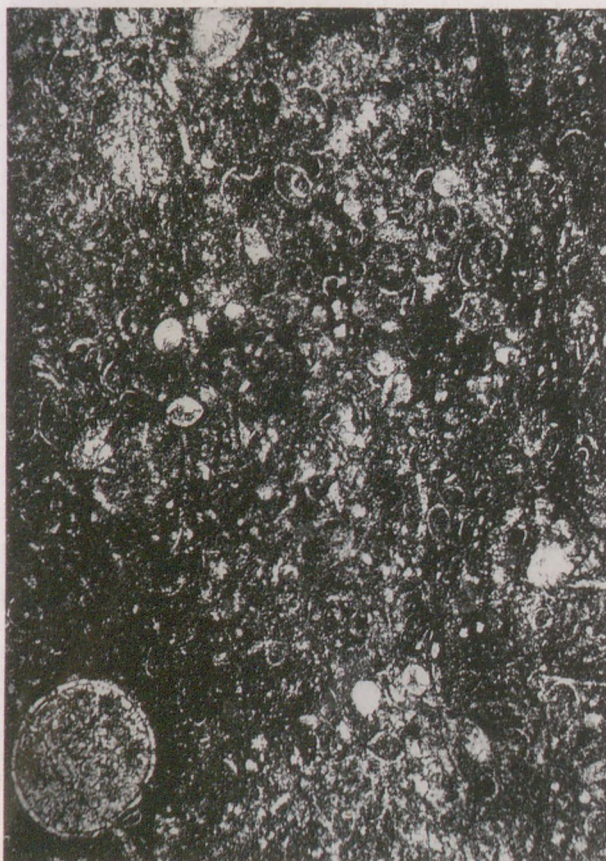
B



A



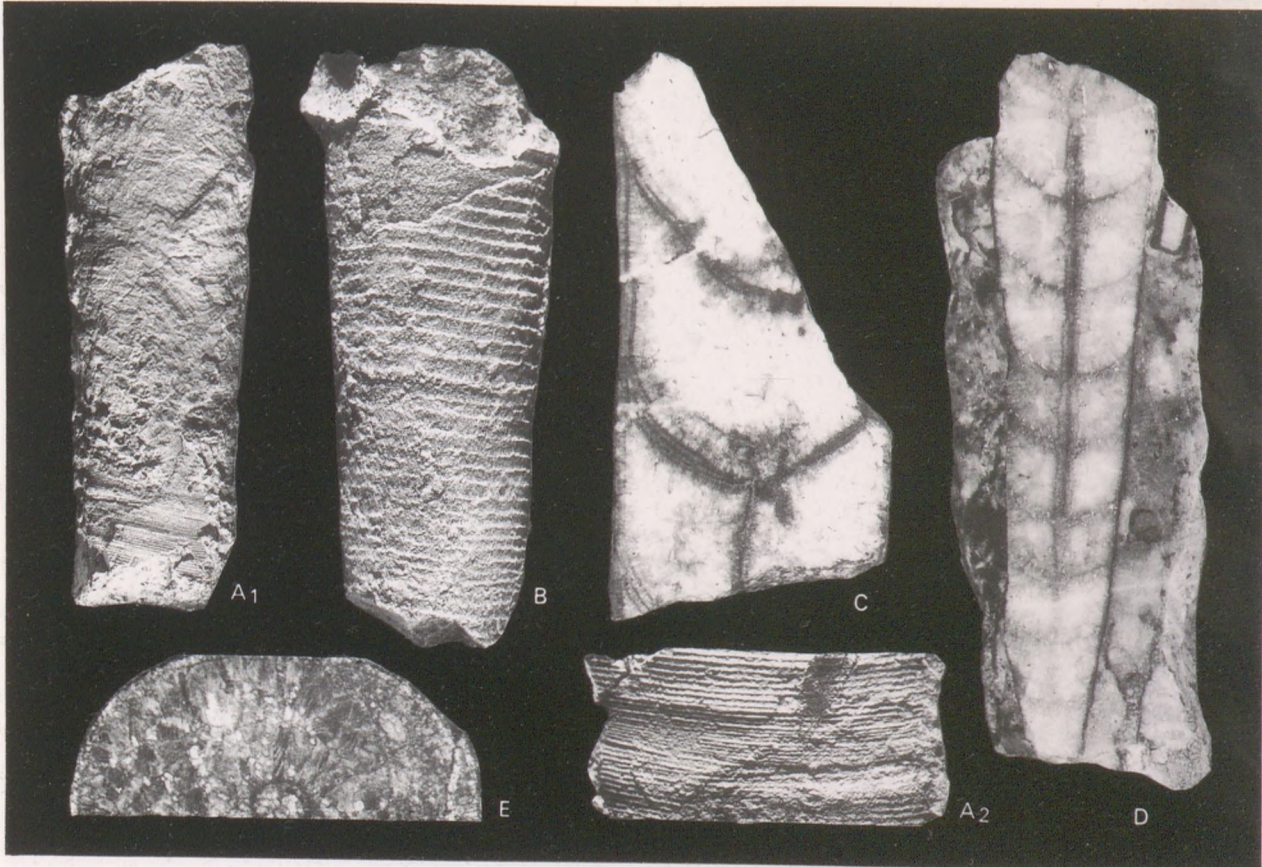
B

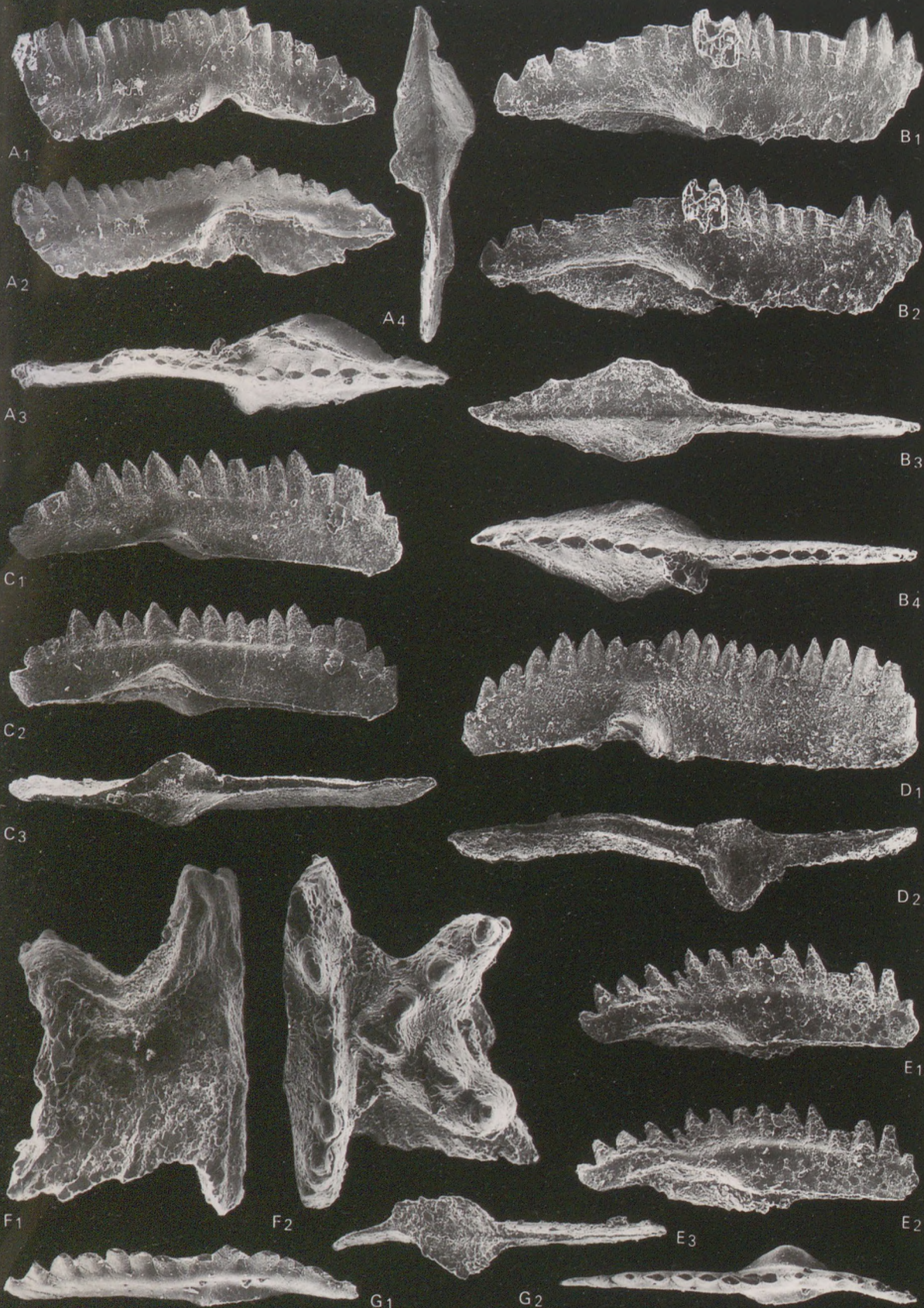


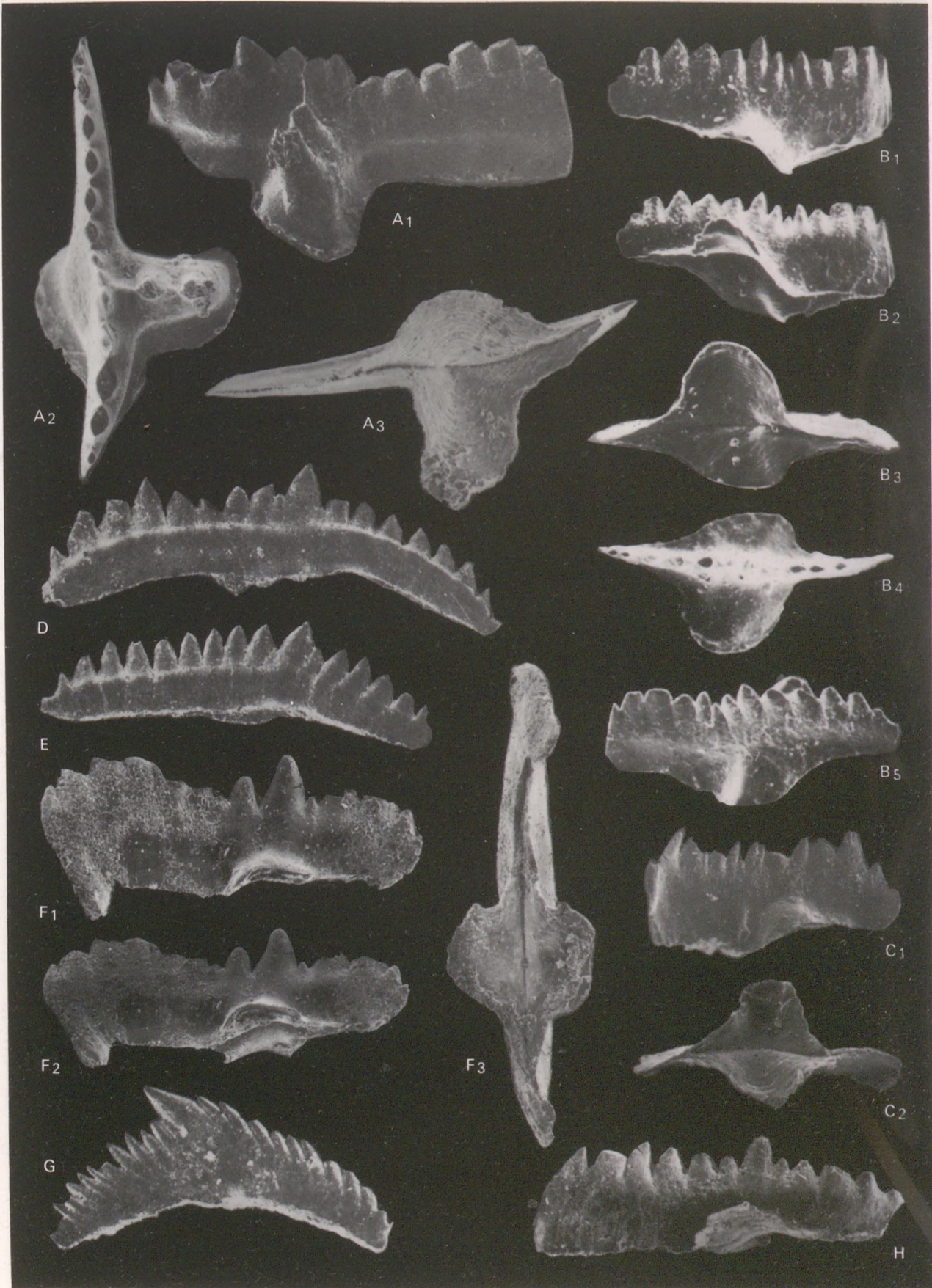
C

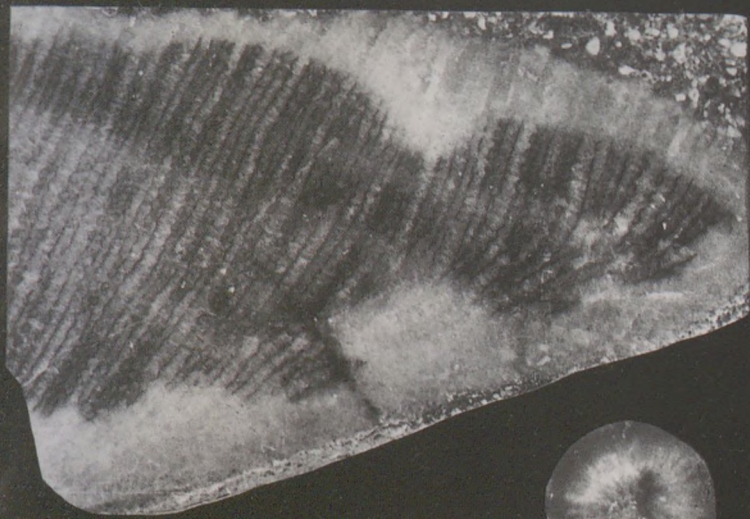


D

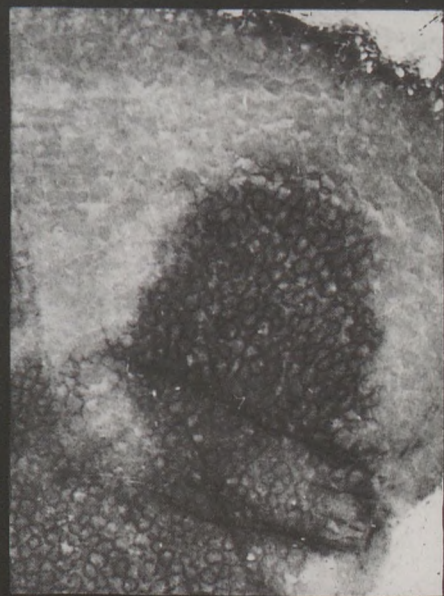








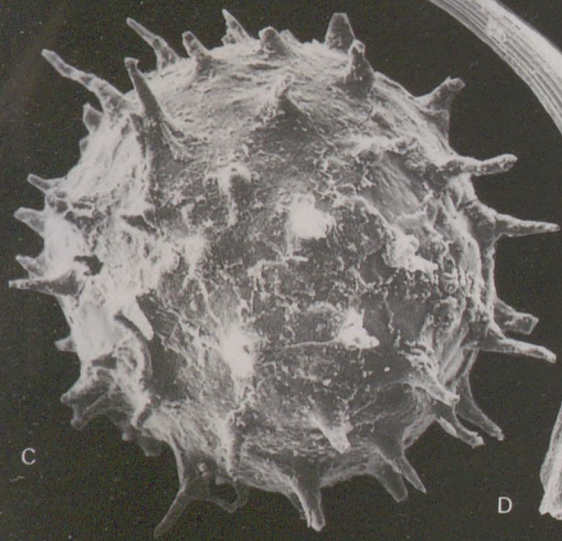
A1



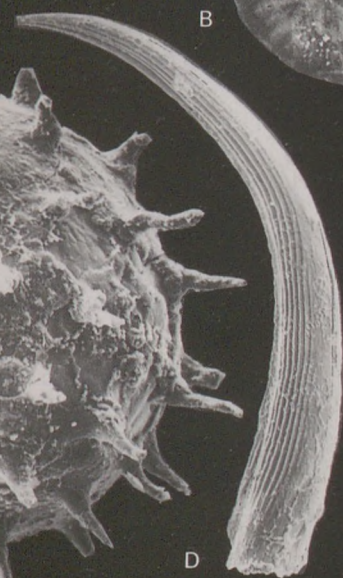
A2



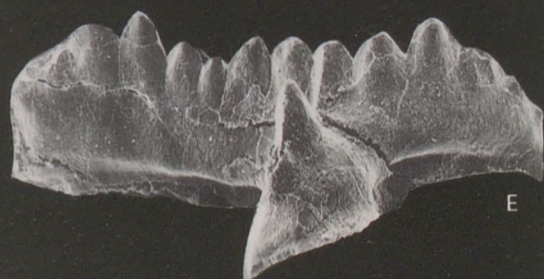
B



C



D



E



F



I



J



H



G



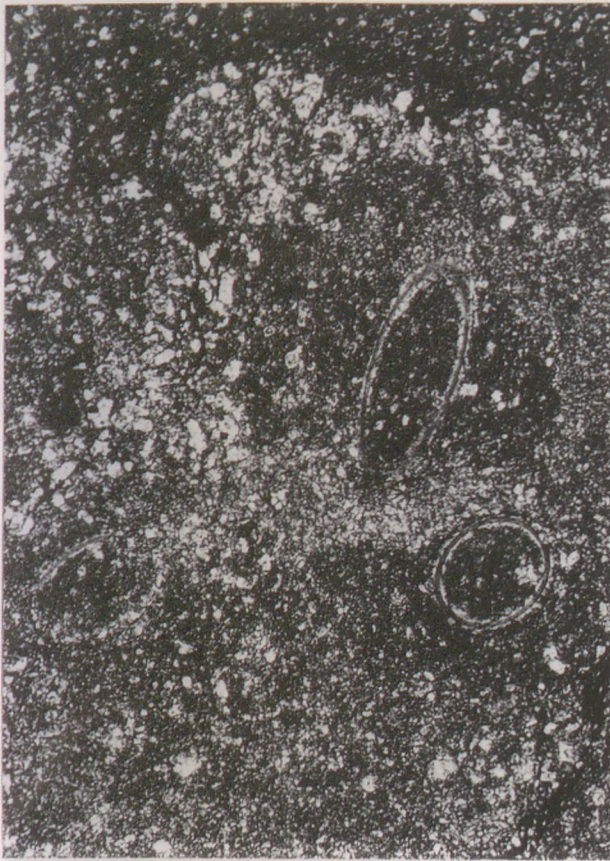
K



A



B



A1



A2



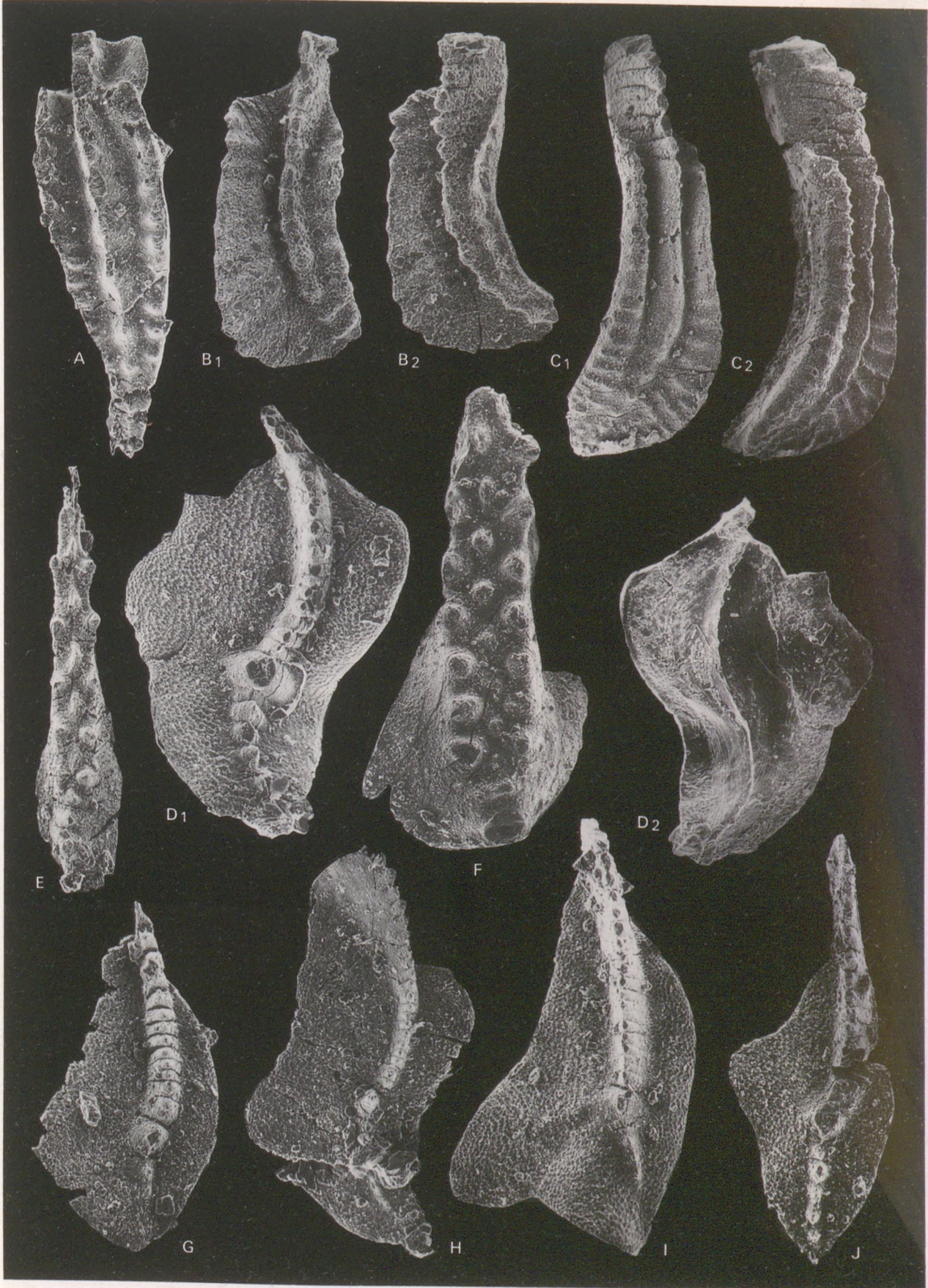
B

C

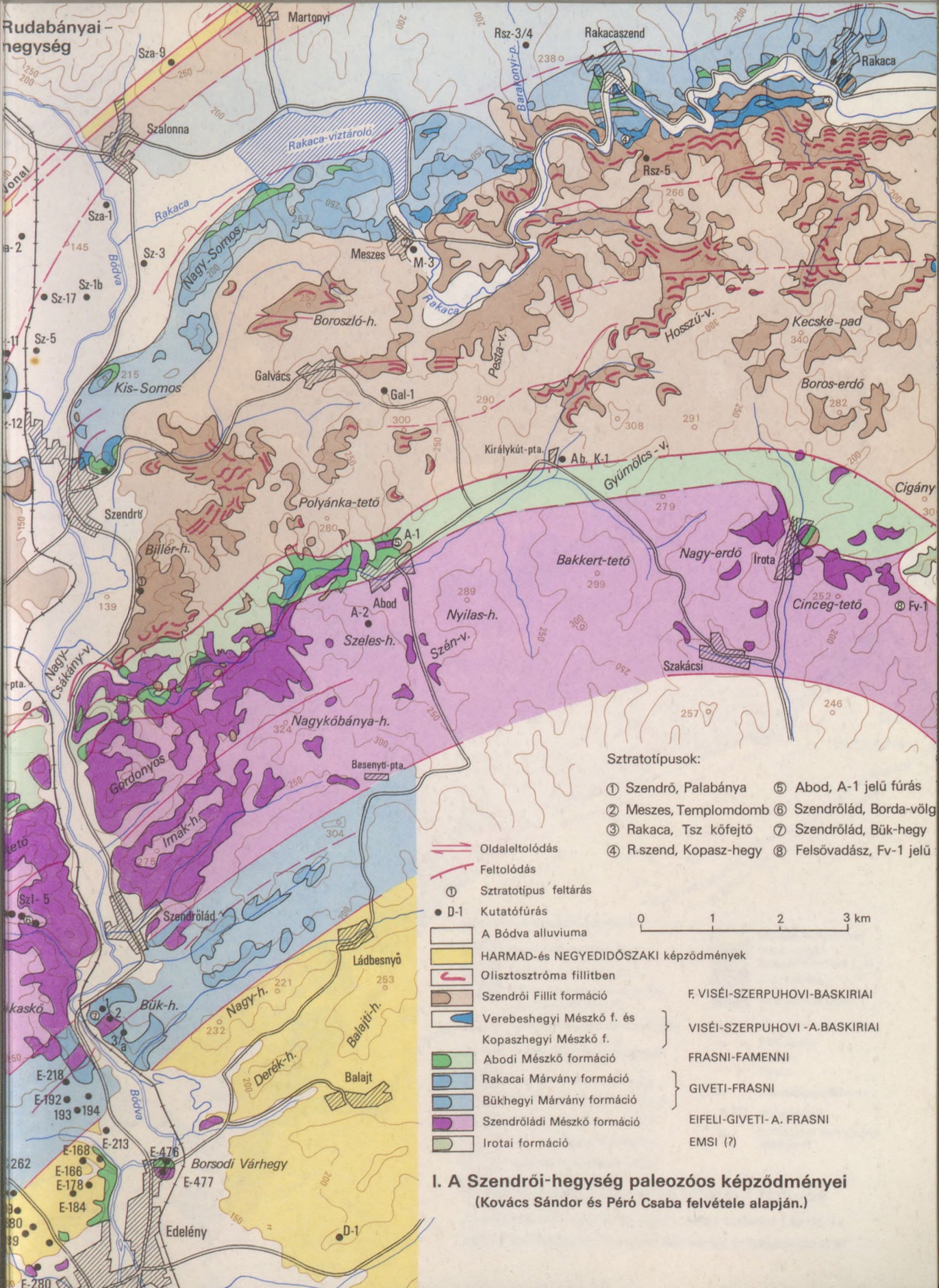
D

E1

E2



Rudabányai-hegység

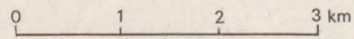


Sztratotípusok:

- ① Szendrő, Palabánya
- ② Meszes, Templomdomb
- ③ Rakaca, Tsz kőfejtő
- ④ R.szend, Kopasz-hegy
- ⑤ Abod, A-1 jelű fúrás
- ⑥ Szendrőlád, Borda-völgy
- ⑦ Szendrőlád, Bük-hegy
- ⑧ Felsővadász, Fv-1 jelű

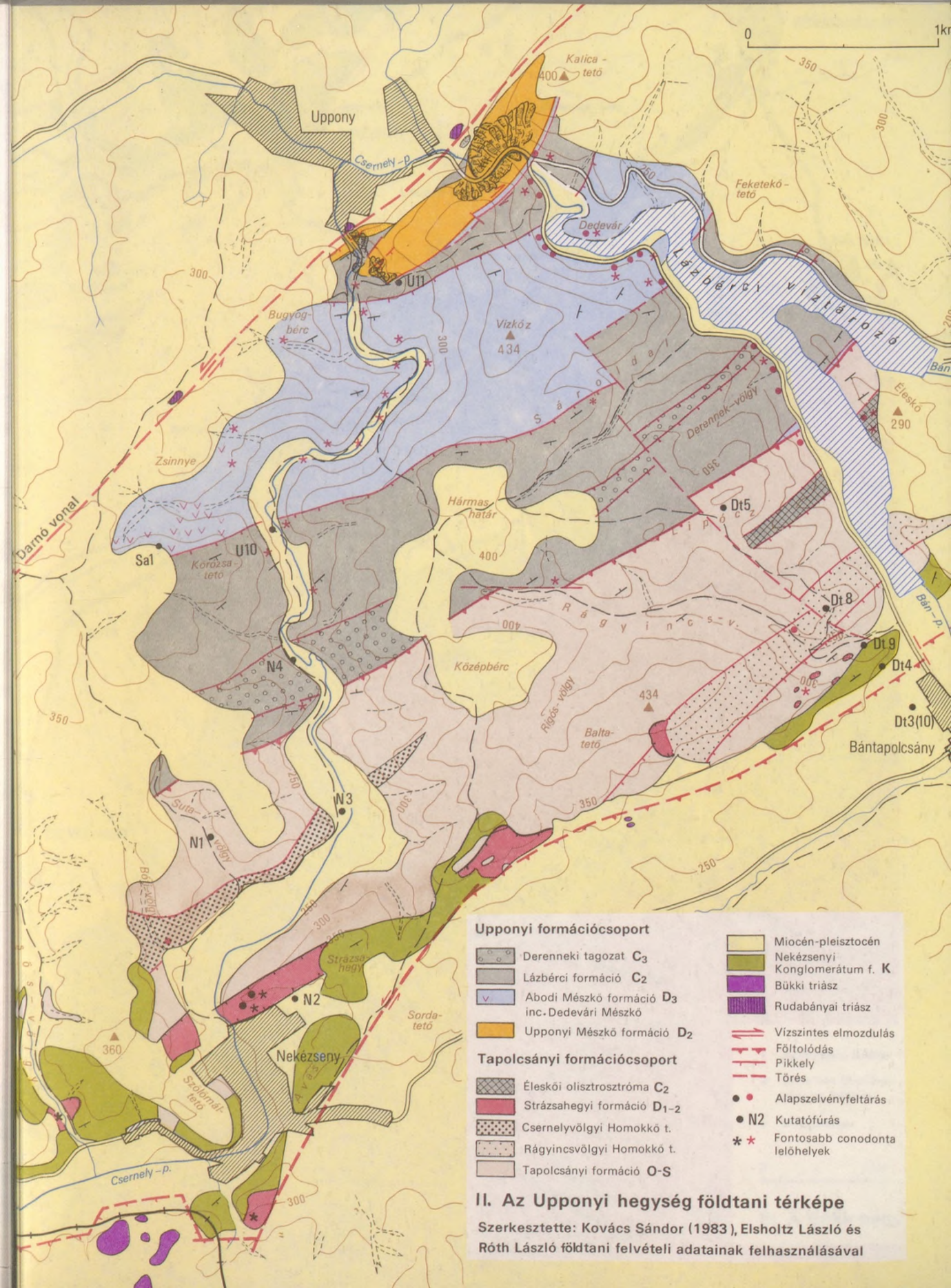
- Oldaleltolódás
- Feltolódás
- ⊙ Sztratotípus feltárás
- D-1 Kutatófúrás

- A Bódva alluvia
- HARMAD-és NEGYEDIDŐSZAKI képződmények
- Oligosztróma fillitben
- Szendrői Fillit formáció
- Verebeshegyi Mészkö f. és Kopaszhegyi Mészkö f.
- Abodi Mészkö formáció
- Rakacai Márvány formáció
- Bükhegyi Márvány formáció
- Szendrőládi Mészkö formáció
- Irotai formáció



- F. VISÉI-SZERPUHOVI-BASKIRIAI
- VISÉI-SZERPUHOVI -A.BASKIRIAI
- FRASNI-FAMENNI
- GIVETI-FRASNI
- EIFELI-GIVETI- A. FRASNI
- EMSI (?)

I. A Szendrői-hegység paleozóos képződményei
(Kovács Sándor és Péro Csaba felvétele alapján.)



0 1km
350
300

Upponyi formációcsoport

- Derenneki tagozat C₃
- Lázberci formáció C₂
- Abodi Mészko formáció D₃ inc. Dedevári Mészko
- Upponyi Mészko formáció D₂

Tapolcsányi formációcsoport

- Éleskői olisztrosztróma C₂
- Strázahegyi formáció D₁₋₂
- Csernelylvölgyi Homokkő t.
- Rágyincsvölgyi Homokkő t.
- Tapolcsányi formáció O-S

- Miocén-pleisztocén
- Nekezsényi Konglomerátum f. K
- Bükki triász
- Rudabányai triász

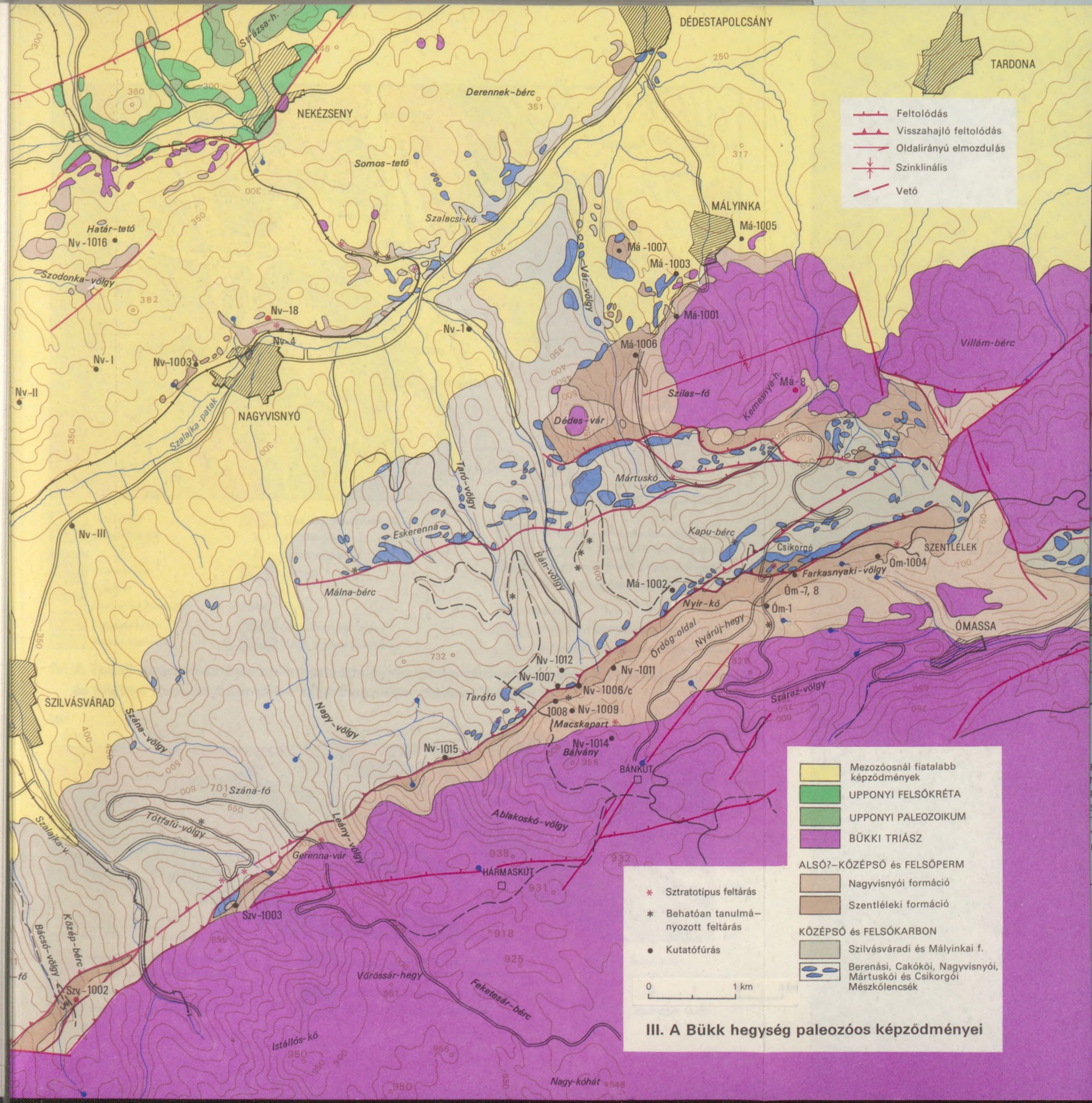
- Vízszintes elmozdulás
- Föltolódás
- Pikkely
- Törés

- Alapszelvényfeltárás
- N₂ Kutatófúrás
- Fontosabb conodonta lelőhelyek

II. Az Upponyi hegység földtani térképe

Szerkesztette: Kovács Sándor (1983), Elsholtz László és Róth László földtani felvételi adatainak felhasználásával

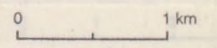




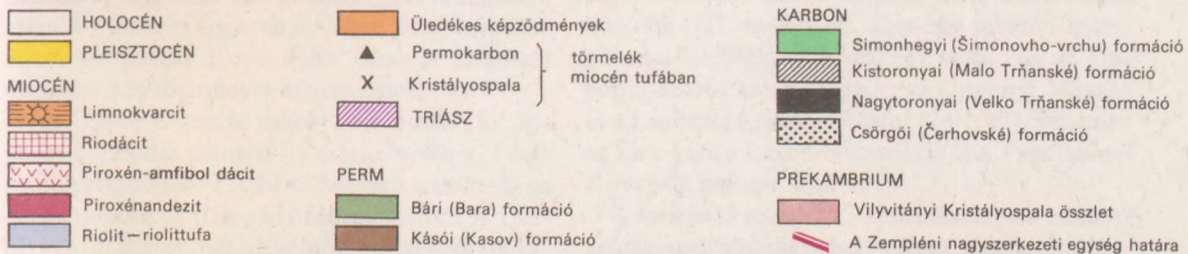
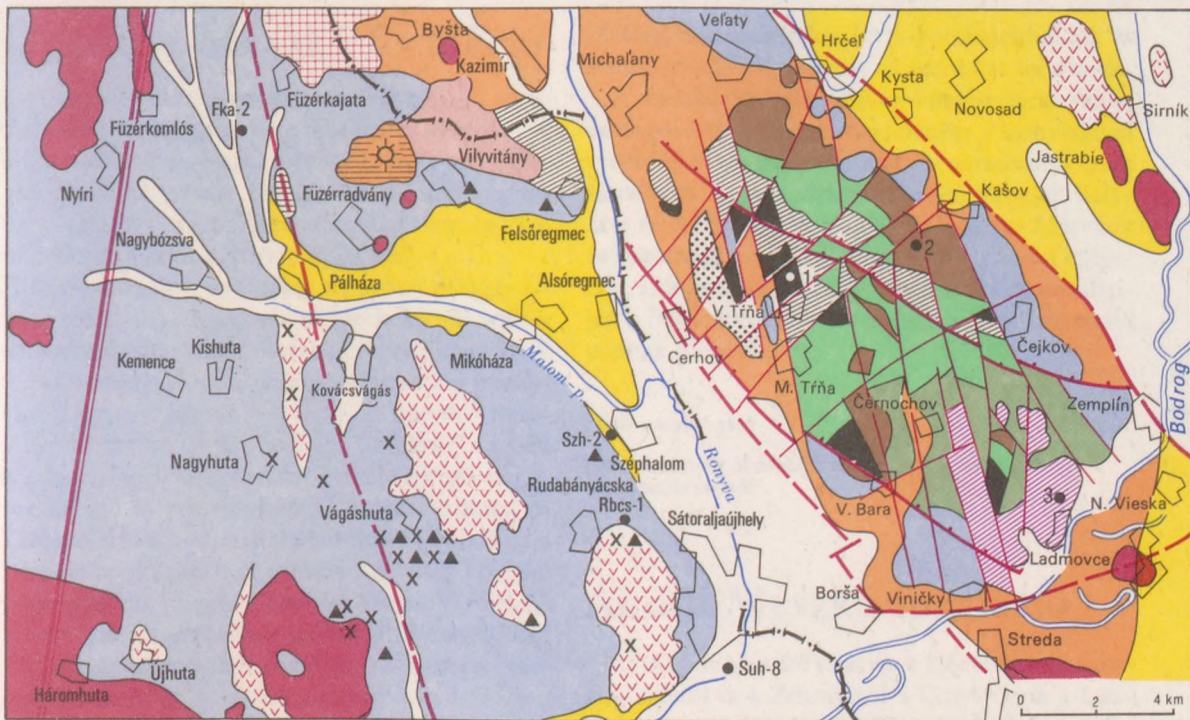
- Feltolódás
- Visszahajló feltolódás
- Oldalirányú elmozdulás
- Szinklinális
- Vető

- Mezőzoesnál fiatalabb képződmények
 - UPPONYI FELSŐKRÉTA
 - UPPONYI PALEOZOIKUM
 - BÜKKI TRIÁSZ
- ALSO?-KÖZÉPSŐ és FELSÓPERM
- Nagyvisnyói formáció
 - Szentléleki formáció
- KÖZÉPSŐ és FELSŐKARBON
- Szilvásváradai és Mályinkai f.
 - Berenási, Cakókői, Nagyvisnyói, Mártuskói és Csikorgói Mészköllencsék

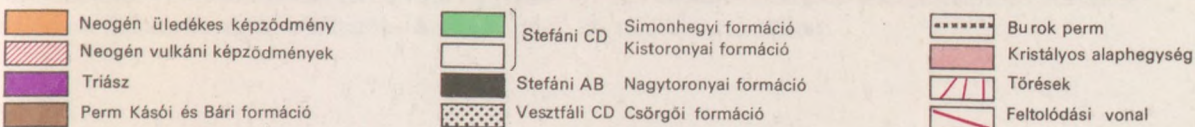
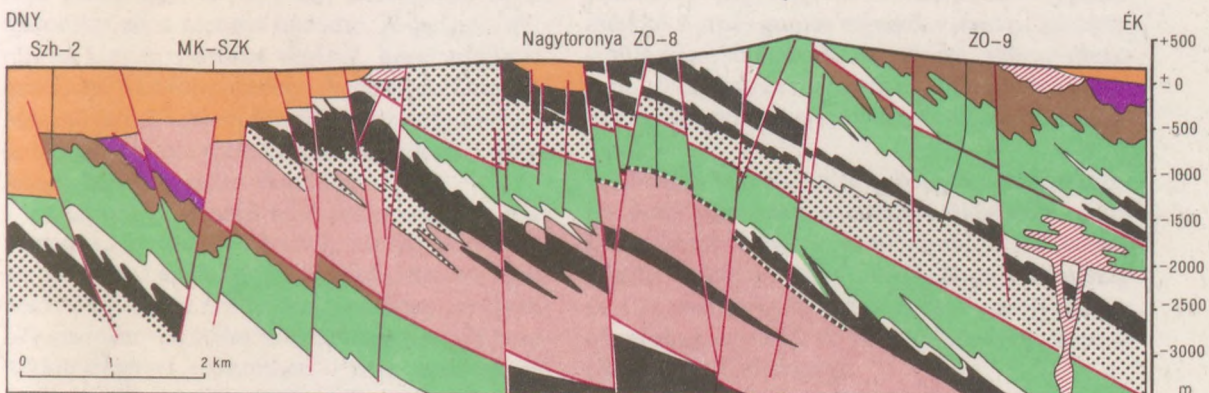
- Sztatotípus feltárás
- Behatóan tanulmányozott feltárás
- Kutatófúrás



III. A Bükk hegység paleozóos képződményei



IV. A Tokaji-hegység és a Zempléni-szigethegység prekambriumi és permokarbon képződményei és földtani metszet a Zempléni-szigethegységen keresztül (Együd K.)



Upponyi Mészke formáció

A hegység északi részén – a korábban „I. sorozat”-ként elkülönített képződmények sávjában –, a Csernely-völgy északi torkolatában és az Upponyi-szoros nagyrészt kopár, sziklás környezetben, az upponyi paleozóos összlet legnagyobb mértékben feltárt képződménye [36].

ÉÉNy-i irányban egymásra torlódott pikkelyekben ismétlődik. A pikkelyes szerkezet jól látszik a Csernely-völgy torkolatának szelvényében (25).

A Csernely-völgy bejáratánál a csekély vastagságú Upponyi Mészket É-ről az upponyi feltolódás határolja, amely mentén az előtér miocén képződményeivel, valamint a Rudabányai-hegység DNy-i folytatását képező érces összlettel és középső-triász dolomittal érintkezik. Délről pala közbetelepüléseket tartalmazó Lázberci Mészke pikkelyeződik rá, majd ismét az Upponyi Mészke következik. Ez utóbbi két rögből áll, amelyek közé – a felhagyott mészkebányában – a Lázberci formáció vékonyan rétegzett mészkeve és levelesen széteső agyagpalája van közbecsípve. A kőbánya utáni kis mellékvölgy tengelyében futó, meredek állású tektonikai síktól délre ismét a Lázberci formáció képződményei következnek.

Az Upponyi-szoros északi bejáratánál, az upponyi feltolódás mentén – a csernely-völgyi feltárás folytatásában – Lázberci Mészke érintkezik az előtér miocén és triász képződményeivel. A Lázberci Mészket meredekállású feltolódási sík választja el az Upponyi Mészke fő sávjától.

A szoros keleti oldalában a Kalica-tetőre felvezető gerinc egy, az Upponyi Mészke belsejében belüli tektonikai zóna mentén húzódik. A gerincet délről, az Upponyi-szoros végénél, horizontális elmozdulás határolja, amely mentén az Upponyi Mészke és a Lázberci formáció közé egy keskeny (mintegy 10 m szélességű), függőleges állású Abodi Mészke részlet ékelődik.

Az Upponyi Mészke fehér–világosszürke, vastagpados, kristályos mészke. Helyenként sötétebb szürke–barnászürke, finomkristályos, hasadékköltés-szerű részleteket tartalmaz, amelyekből azonban – a Rakacai Márvány típusos hasadékköltéseivel ellentétben – nem kerültek elő Conodonták. A mállott felszíneken néha kipreparálódott dolomitfészkek találhatók. Szövege írá-

nyított, homogén pátit. 98%-ban kalcitból áll, és mindössze 1–1% kvarcot és szericitet tartalmaz.

A mészke tisztasága, fehér–világosszürke színe, vastagpados–tömeges megjelenése zátonylagúna eredetre utal. Felismerhető ősmaradványt nem tartalmaz. Kora a rétegösszletben elfoglalt helyzete és ösföldrajzi analógiák (a Rakacai Márvány és rokonsági köre), valamint a paleozóos Tethysben általános karbonátplatform–maximum alapján a felsődevon alsó részébe átnyúló középsődevonnak ítéltető.

Táblamagyarázat

[36] Upponyi Mészke az Upponyi-szoros keleti bejáratánál

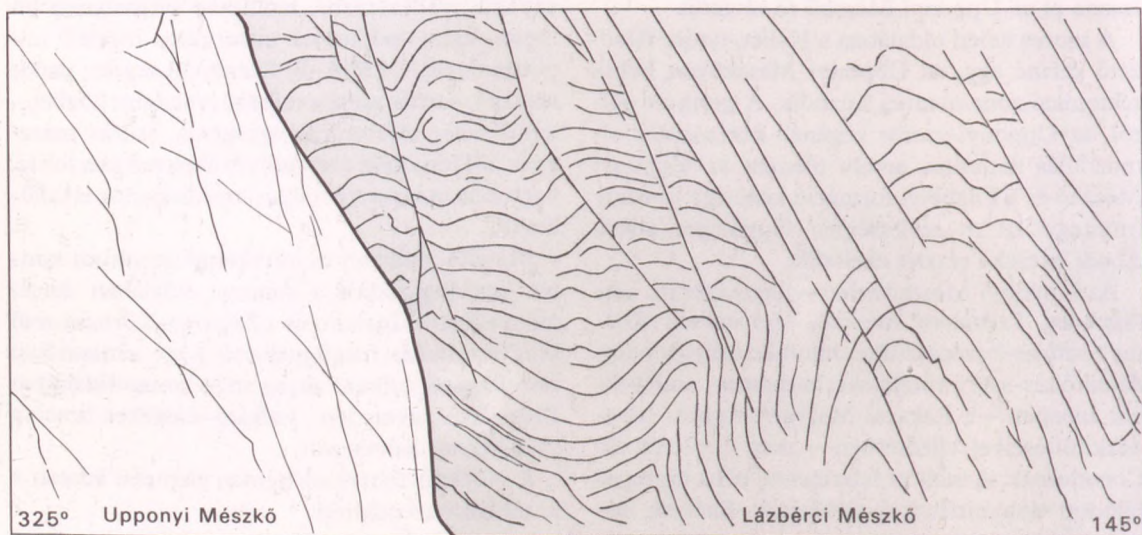
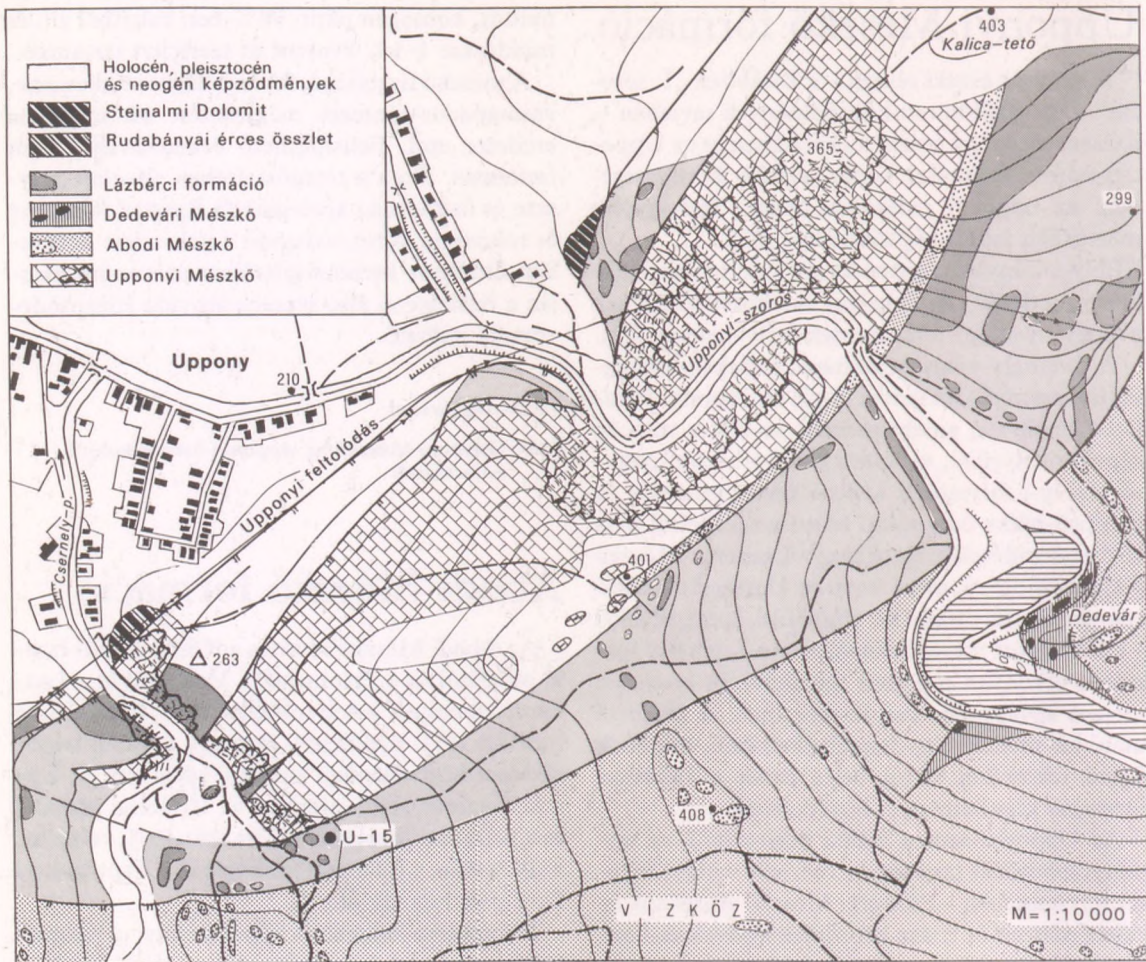
Abodi Mészke formáció

Az Abodi Mészke fő sávja a Kőrözsa-tető északi oldalától és a Zsinnyétől a Vízközön át a Lázberci-víztározó keleti oldalán levő Fekete-kőig húzódik (III. melléklet). Egy-egy további tektonikusan közbeékelődő keskeny sávja van az Upponyi-szoros keleti oldalán: az Upponyi Mészke és a Lázberci formáció között (26), [37], valamint az Éles-kőn, a Lázberci formáció és a Tapolcsányi Kovapala tagozat között.

A formáció jellegzetes képződménye a világosszürke–szürkésfehér, helyenként lilásfehér alapanyagú, zöldesszürke, mállottan sárgásbarna lemezes–hálós szerkezetű metatufitos mészke (cipollino) [38]A, [39]A–B. Ezenkívül szürke, pados mészke, barnás gumós mészke, valamint közbetelepülésként sötétszürke agyagpala, szürke mészpala, zöldesszürke metatufit és alárendelten fehér, vagy kékesszürke kristályos mészkepadok is találhatóak.

Mészke, vulkanit és intrakonglomerátum szintek összefogazódása a Zsinnye oldalában tanulmányozható. Ugyanitt és a Zsinnye–Kőrözsa-tető közötti árokban megfigyelhető, hogy a mésziszap és a bázisos vulkáni anyag még konszolidálatlan állapotban keveredett; vulkáni–üledékes breccsa (Schalstein) keletkezett.

A vulkanit-feltárások kémiai elemzési adatait a 2. táblázat szemlélteti.



25 Az Upponyi feltolódás térképe és részlete a Csernely-völgyben (Kovács Sándor)

2. táblázat Felsődevon (frasni) metabazalt minták kémiai elemzési adatai

	A Kőrözsa-tető É-i oldala		A Zsinnye DNy-i oldala
SiO ₂	36,98	37,48	39,33
TiO ₂	4,46	2,01	3,02
Al ₂ O ₃	11,33	9,40	9,36
Fe ₂ O ₃	1,33	1,13	7,57
FeO	8,65	7,83	1,99
MnO	0,13	0,23	0,36
MgO	10,21	7,22	2,81
CaO	10,05	12,63	16,26
Na ₂ O	0,14	0,27	0,23
K ₂ O	0,03	1,38	1,86
-H ₂ O	0,05	0,08	0,28
+H ₂ O	5,09	3,76	4,20
P ₂ O ₅	0,42	0,25	0,29
CO ₂	10,04	15,85	12,66

Az Abodi Mészkö uralkodó ásványa a kalcit, jelentős részarányú a szericit, a klorit és a kvarc, alárendelt a plagioklász (többnyire kalcit helyettesíti), sziderit, dolomit, pirit, goethit és a leukoxén; a vékonycsiszolatokban néha amfibol- és piroxén reliktumok is felismerhetők. Az átlagos összetétel: kalcit 74%, szericit 9%, klorit 7%, kvarc 7%, hematit 3%.

A tömött, finomkristályos, medencefáciesű Abodi Mészkö Conodonta maradványokat tartalmaz. A Zsinnyéről vulkanitokkal összefogazódó mészkőrétegekből frasni emeletbeli fajok kerültek elő:

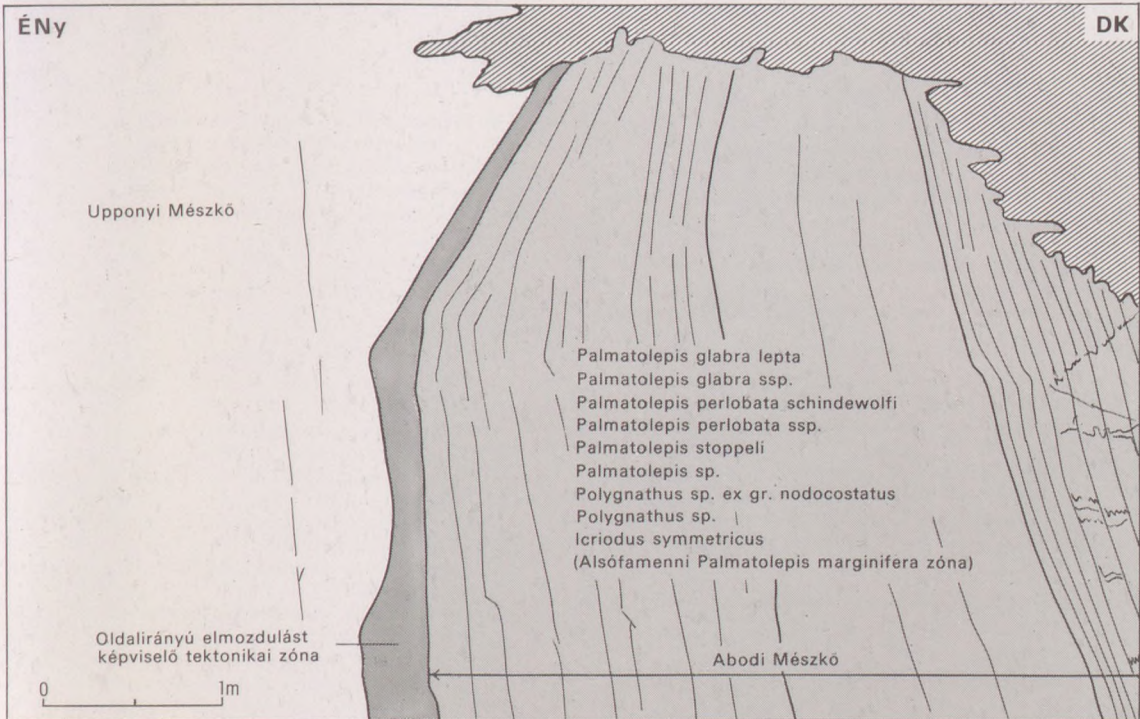
Ancyrodella cf. *nodosa* ULRICH et BASSLER

Icriodus symmetricus BRANSON et MEHL

Palmatolepis sp. ex gr. *gigas* MILLER et JOUNGQ.

Polygnathus sp.

Más lelőhelyekről gyűjtött kőzetmintákból KOVÁCS SÁNDOR a következő frasni-famenni (kivéve a legfelső famennit) Conodonta fajokat határozta meg:



26 Az Upponyi Mészkö és az Abodi Mészkö érintkezése, az Upponyi-szoros K-i oldalán

frasni:

Ancyrodella sp.

Icriodus cf. *expansus* BRANSON et MEHL

Palmatolepis transitans MÜLLER

Palmatolepis sp.

Polygnathus pollocki DRUCE

Polygnathus webbi STAUFFER

Polygnathus xylus xylus STAUFFER

alsófamenni:

Palmatolepis glabra ULRICH et BASSLER

Palmatolepis glabra lepta ZIEGLER et HUDDLE

Palmatolepis glabra prima ZIEGLER et HUDDLE

Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON et MEHL

Palmatolepis minuta BRANSON et MEHL ssp.

Palmatolepis perlobata ULRICH et BASSLER ssp.

Palmatolepis perlobata schindewolfi MÜLLER

Palmatolepis rhomboidea SANNE MANN

Palmatolepis stoppeli SANDBERG et ZIEGLER

Polygnathus sp. ex gr. *nodocostatus* ZIEGLER

Icriodus symmetricus BRANSON et MEHL

Nothognathella sp.

felsőfamenni:

Bispathodus bispathodus ZIEGLER, SANDBERG et AUSTIN

Bispathodus costatus BRANSON

Bispathodus spinulicostatus BRANSON

Bispathodus ultimus (BISCHOFF)

Bispathodus zieglerei RHODES, AUSTIN et DRUCE

Palmatolepis gonioclymenae MÜLLER

Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON et MEHL

Polygnathus communis BRANSON et MEHL

[39]C-I, [40]

Az ösföldrajzi kapcsolatokról a Szendrői paleozóos rétegösszlet Abodi Mészke fejezetében közöltünk adatokat.

Táblamagyarázat

[36] Upponyi Mészke az Upponyi-szoros keleti bejáratánál

Táblamagyarázatok [37]–[40]

[37] Abodi Mészke I.

A Az Upponyi-szoros keleti bejáratánál, az Upponyi Mészke fedőjében

B A víztározó Ny-i szegélyén vezető út mentén

[38] Abodi Mészke II.

A Cipollino jellegű Abodi Mészke felületcsiszolata, 1×

B Abodi Mészke feltárás a Zsinnye K-i gerincén

[39] Abodi Mészke III. (ÁRKAI P.)

A Metatufit harántpalássággal, a víztározó Ny-i oldalán vezető út melletti feltárásból 380 m-re az Upponyi-szoros hídjától D-re, 38×, 1N

B Szericites kristályos mészke, metatufit eredetű lencsékkel-sávokkal, az Upponyi-szoros hídjától 380 m-re, 38×, 1N
Conodonták az Abodi Mészkeből (KOVÁCS S.)
Frasni:

C *Icriodus symmetricus* BRANSON et MEHL
felülnézet 100×

Felsőfamenni:

D *Bispathodus costatus* BRANSON, felülnézet 78×

E *Bispathodus costatus* BRANSON, felülnézet 78×

F *Bispathodus costatus* BRANSON

F₁ felülnézet, F₂ alulnézet, 100×

G *Bispathodus costatus* BRANSON, 94×, felülnézet

H *Bispathodus zieglerei* RHODES, AUSTIN et DRUCE, felülnézet 72×

Alsófamenni:

I *Nothognathella* sp., oldal-felülnézet 72×

[40] Abodi Mészke IV.

Alsófamenni Conodonták (KOVÁCS S.)

A *Palmatolepis glabra* ULRICH et BASSLER ssp.
felülnézet 72×

B *Palmatolepis stoppeli* SANDBERG et ZIEGLER
B₁ oldal-felülnézet, B₂ felülnézet, 100×

C *Palmatolepis glabra lepta* ZIEGLER et HUDDLE
felülnézet 100×

D *Palmatolepis gracilis gracilis* BRANSON et MEHL, felülnézet 66×

E *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER
felülnézet 72×

F *Palmatolepis rhomboidea* SANNE MANN
felülnézet 100×

G *Polygnathus nodocostatus* ZIEGLER
G₁ oldal-felülnézet, G₂ felülnézet, 100×

H *Polygnathus communis* BRANSON et MEHL
H₁ oldalnézet, H₂ felülnézet, H₃ alulnézet, 100×

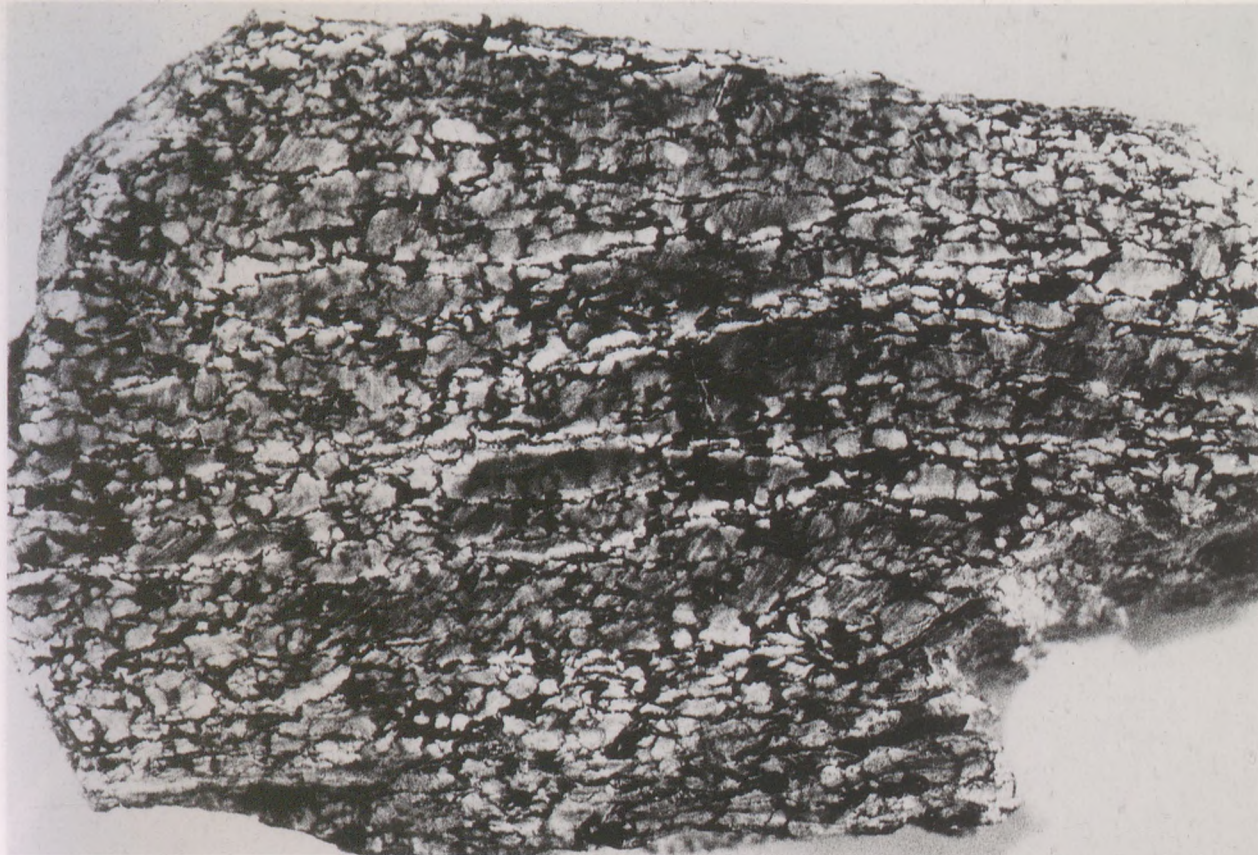




A



B



A



B



A



B



D

C

E

F1

F2

G

H

I



Dedevári Mészkö

Jól rétegzett, esetenként vékonypados, kékes-szürke-sötétszürke, gyakran jellegzetesen lilás árnyalatú, tömött mészkö. A rétegfelületeken néha zöldesszürke agyagfilmmel. Többnyire ankeritesedett–szideritesedett–dolomitosodott. Az Upponyi-hegység egész területén igen elterjedt metasomatikus átalakulást barna elszíneződés jelzi; a Dedevári Mészkö mindenesetre a legerőteljesebben érintett képződmények közé tartozik. A két legfontosabb feltárásban – a dedevári típusfelületen a Lázbérci-víztározó K-i partján (27), [41], valamint az upponyi mészköbányából a Vízközre vezető erdészeti út mentén – 1–2 m vastagságú, barnás-zöldesszürke, vékonyan rétegzett lidit rétegcsoport található a Dedevári Mészköben [42]A.

Az ide tartozó képződmények csak conodontavizsgálatra támaszkodva ismerhetők fel biztosan, mivel hasonló litológiájú mészkö mind az Abodi, mind a Lázbérci formációban található. A Dedevári Mészkö megvizsgált mintáiból gazdag tournaisi és szegényes alsóviséi Conodonta fauna került elő:

tournaisi:

Gnathodus sp.

Polygnathus communis BRANSON et MEHL

Polygnathus inornatus BRANSON

Polygnathus longiposticus BRANSON et MEHL

Pseudopolygnathus sp.

Siphonodella cooperi HASS

Siphonodella lobata (BRANSON et MEHL)

Siphonodella quadruplicata (BRANSON et MEHL)

alsóviséi:

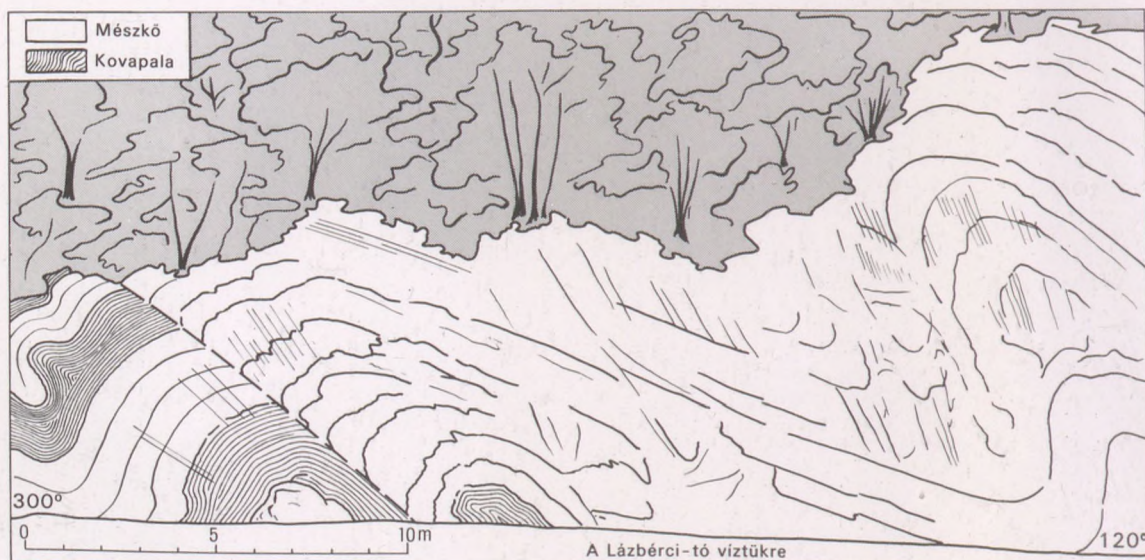
Gnathodus delicatus BRANSON et MEHL

Gnathodus pseudoemiglaber THOMPSON et

FELLOWS

Gnathodus semiglaber BISCHOFF [42]B–G

A pelágikus medencefáciesű Dedevári Mészkönek a Szendrői-hegységben üledékhézag felel meg, csak a Meszesi tagozat olisztolitjaiból előkerült tournaisi Conodonták, és a Rakacai Márvány krinoideás mészkö betelepüléseiből előkerült Conodonta fauna alsóviséi alakjai tanúskodnak e kor üledékképződéséről. A formáció analógiája leginkább a gráci paleozoikumban kereshető; a szintén pelágikus fáciesű Sanzenkogeli Mészköben, amelyben a hasonlóan 1–2 m vastagságú alsóviséi lidit litosztratigráfiai vezérszintet alkot.



27 A Dedevári Mészkö feltárása az Upponyi-szoros közelében, a Lázbérci-tó északi oldalán

Lázbérci formáció

Az Upponyi szerkezeti egység legnagyobb felszíni elterjedésű képződménye; annak négy nagyobb pikkelyét építi fel.

Szürke-sötétszürke, réteges-pados, néha lemezes, eredetileg mikrites mészkő és szürke-sötétszürke, általában meszes agyagpala váltakozásából áll, reszedimentációs jelenségek nélkül. Alárendelten palás márga és mészpala is előfordul. A rétegfelületek simák, egyenletesek. Elvértve egyes mészkőlapok felületén Crinoidea-töredékek találhatóak [43]–[44].

A mészkő szövete általában teljesen átkristályosodott homogén, irányított pátittá-mikropátittá. Helyenként kevésbé metamorfizált rétegek is találhatóak, amelyek vékonycsiszolataiban Echinodermata-töredékek, Ostracodák és Radiolariák ismerhetők fel. A mészkő sötétkékeszürke színét kis mennyiségű szervesanyag és pirit okozza.

Az agyagpala ásványtani összetétele: klorit (29%), szericit (27%), kvarc (20%), kalcit (14%), plagioklász (8%), kálföldpát (1%), pirit (1%). A földpát/kvarc arány a törmelékanyag éretlenségére utal. Méginkább kiemeli a Lázbérci formáció törmelékanyagának éretlen jellegét, és egyben a Szendrői Fillittel való rokonságát a $kl/(kl+sze)$ arány magas értéke (0,52).

Egy sávban – északról a 3. pikkelyben – a Lázbérci-víztározó mindkét oldalán agyagpala és homokkő váltakozása figyelhető meg, mészkőbetelepülések nélkül.

A formáció felsőviséi-alsóbaskíriai korát a következő Conodonták bizonyítják:

felsőviséi:

Gnathodus bilineatus bilineatus (ROUNDY)

Paragnathodus nodosus (BISCHOFF)

szერпуhovi:

Gnathodus bilineatus bollandesis HIGGINS et

BOUCKAERT

(+ a felsőviséi alakok)

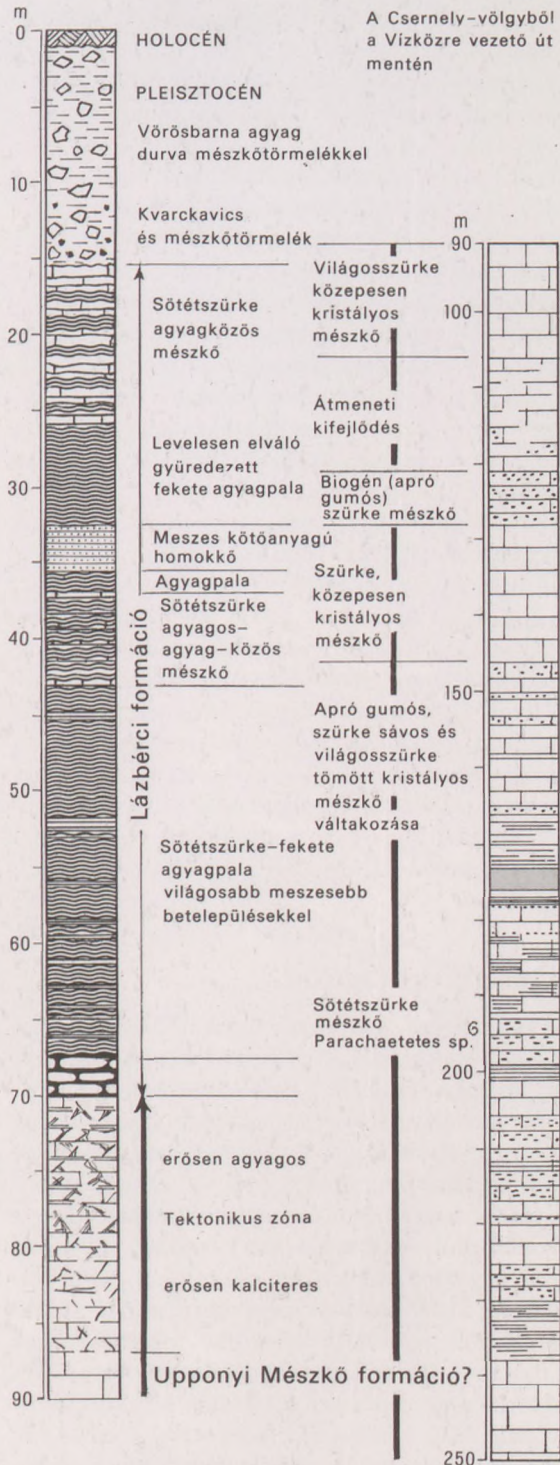
alsóbaskíriai:

Idiognathoides corrugatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

Idiognathoides lateralis HIGGINS et BOUCKAERT

Idiognathoides noduliferus inaequalis HIGGINS

Idiognathoides noduliferus noduliferus ELLISON et GRAVES



28 Az Uppony U-11 jelű fúrás rétegsora

Idiognathoides sinuatus HARRIS et HOLLINGSWORTH

Idiognathoides sulcatus HIGGINS et BOUCKAERT
Neognathodus bassleri (HARRIS et HOLLINGSWORTH) [45]A–H

A Lázberci formáció mészkőfajtái hasonlítanak a Verebeshegyi Mészkő kifejlődéséhez. Keletkezési idejük is közel megegyező. A formáció ugyanakkor egyidős a Szendrői Fillittel is. Ez esetben azonban jelentős különbség a Lázberci formáció „normál” mészkő–agyagpala váltakozása, flis karakter és reszedimentációs jelenségek nélkül. Távolabbi párhuzamosítás leginkább a gráci paleozoikum egyidejű Dult formációjával vonható, amiben a medencefáciesű mészkő és agyagpala hasonló váltakozása tapasztalható.

A felhagyott upponyi kőfejtő utáni kis mellék völgy torkolatában mélyült az Uppony U–11 jelű ferdefúrás, amely Lázberci mészkő és agyagpala váltakozása után – 87 m-től 250 m-ig (a fúrás talpáig) – a felszínről ismeretlen szürke–világoszürke, alárendelten sötétszürke mészkövet harántolt (28). Ennek a képződménynek a legfeltűnőbb sajátossága, hogy sekélytengeri eredetre utaló *Parachaetetes* sp.-t és egyéb algaátmszettek emlékeztető apró gumókat tartalmaz [45]I. A conodonta-vizsgálat nem vezetett eredményre. Fenntartással az Upponyi formációval rokoníthatjuk.

Dereneki tagozat

Különböző árnyalatú szürke, közép–durvaszemcsés, tömeges, vagy pados, meszes homokkő és homokos mészkő. Egyes szintekben aprókavicsos konglomerátum is található, szürkésfehér kvarc és fekete kovapala kavicsokkal. Alárendelten kékesszürke, tömött, pados; helyenként krioideás mészkő és intraformációs mészkőbreccsa is előfordul. A kovapala- és a kvarckavicsok átmérője egyaránt néhány mm-től néhány cm-ig terjed. Az intraformációs mészkőbreccsában a mm-es, cm-es lapított kékesszürke mészkőklasztok „flázeres” szerkezetet alkotva finom törmelékes mátrixba ágyazódnak. A klaszterek kerekített körvonala félig konszolidált állapotban történt feldolgozásukra utal. A meszes homokkőben és homokos mészkőben a kékesszürke, tömött mészkő

Táblamagyarázatok [41]–[42]

[41] A Dedevári Mészkő típusfeltárása

- [42] Dedevári Mészkő; tűzkőrétegek és Conodonták (KOVÁCS S.)
- A₁–A₂ Tűzköves rétegcsoport a Dedevári Mészkőben, feltárás a Feketekő-tetőtől É-ra húzódó völgyben
- Conodonták a Dedevári Mészkőből:
- B *Siphonodella quadruplicata* (BRANSON et MEHL), felülnézet 40 ×
- C *Siphonodella lobata* (BRANSON et MEHL) felülnézet 48 ×
- D *Siphonodella cooperi* HASS, felülnézet 65 ×
- E *Polygnathus longiposticus* BRANSON et MEHL felülnézet 65 ×
- F *Polygnathus inornatus* (BRANSON), felülnézet 60 ×
- G *Gnathodus delicatus* (BRANSON et MEHL) felülnézet 100 ×

Táblamagyarázatok [43]–[45]

[43] Lázberci formáció I.

- A A Lázberci formáció agyagpala kifejlődése az Upponyi–szoros hídjától D-re, 165 m-re a víztározó melletti út rézsújében
- B A Lázberci formáció gyűrt mészkőrétegeinek közbeékelődése az upponyi feltolódás zónájában, a Csernely-völgy bejárat szakaszán

[44] Lázberci formáció II.

- A–B A Lázberci formáció gyűrt mészkőrétegei az Upponyi – egység déli feltolódási övében, a Lázberci víztározó Ny-i szegélyén vezető út mentén

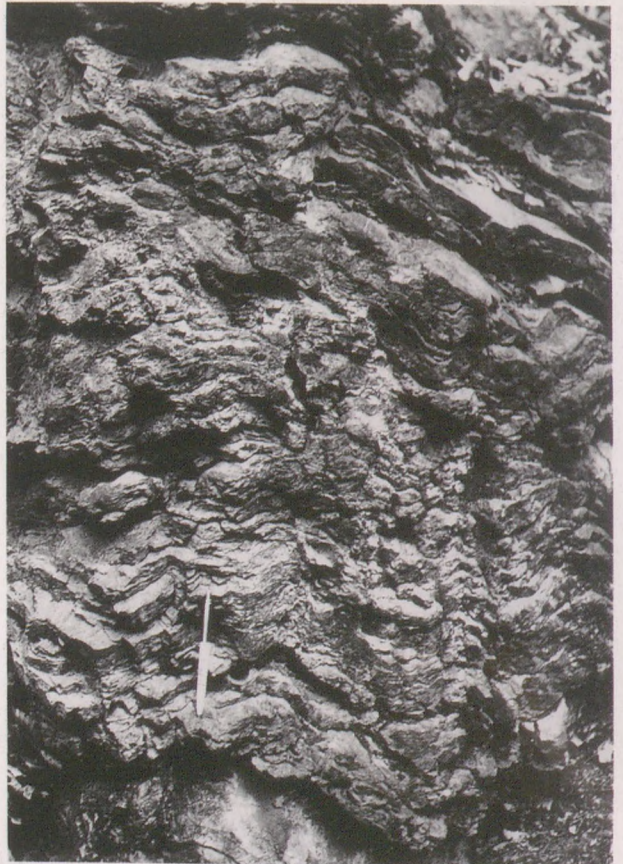
[45] Lázberci formáció III.

- Alsóbaskíriai Conodonták a Lázberci formáció medencefáciesű mészkőéből (KOVÁCS S.)
- A–B *Idiognathoides lateralis* HIGGINS et BOUCKAERT, A ferde felülnézet 70 ×, B felülnézet 60 × (u. a. példány)
- C–D *Idiognathoides noduliferus noduliferus* ELLISON et GRAVES, C felülnézet 66 ×, D alulnézet 54 ×, (u. a. példány)
- E *Idiognathoides noduliferus noduliferus* ELLISON et GRAVES, E₁ felülnézet, E₂ alulnézet, 54 ×
- F *Idiognathoides noduliferus inaequalis* HIGGINS, felülnézet 78 ×
- G *Idiognathoides sinuatus* HARRIS et HOLLINGSWORTH, G, felülnézet 44 ×, G₂ felülnézet 66 ×
- H *Neognathodus bassleri* (HARRIS et HOLLINGSWORTH), H₁ oldalnézet, H₂ felülnézet, 48 ×
- I „Algás” mészkő az U–11 jelű fúrás rétegsorából, 210,2–210,5 m mélységből, 1 ×
- J Meszes, kavicsos metahomokkő szöveti képe a Derenneki tagozat csernely-völgyi feltárásából 40 ×, + N

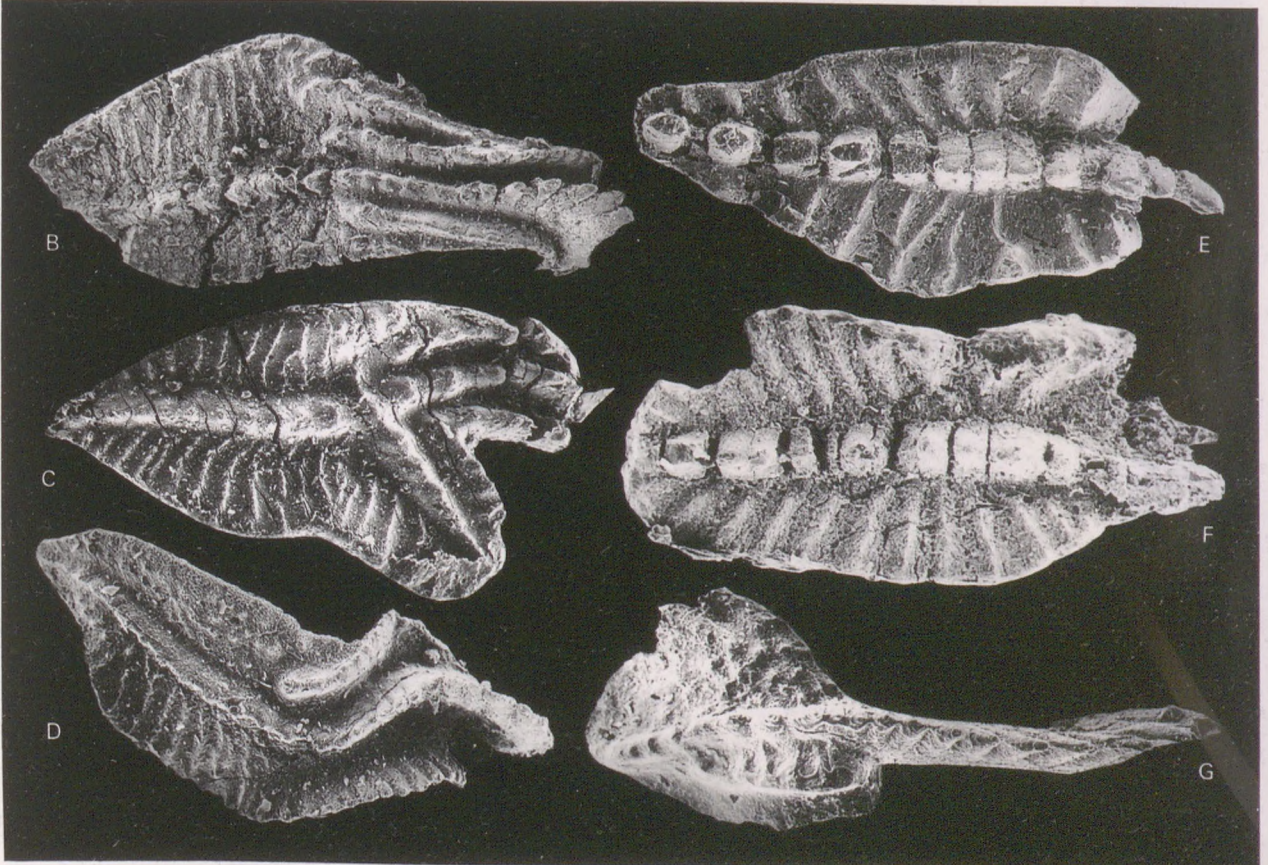




A1



A2



B

E

C

F

D

G



A



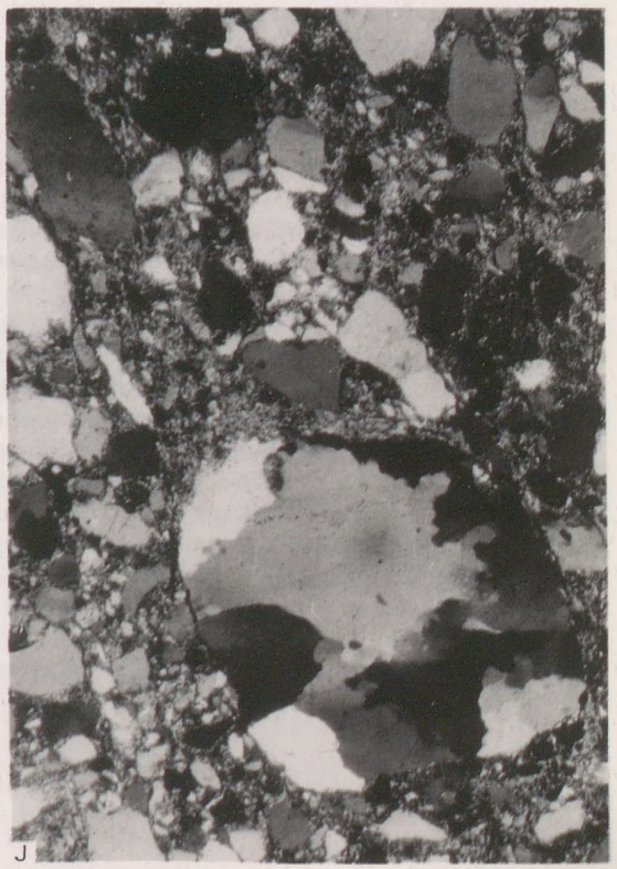
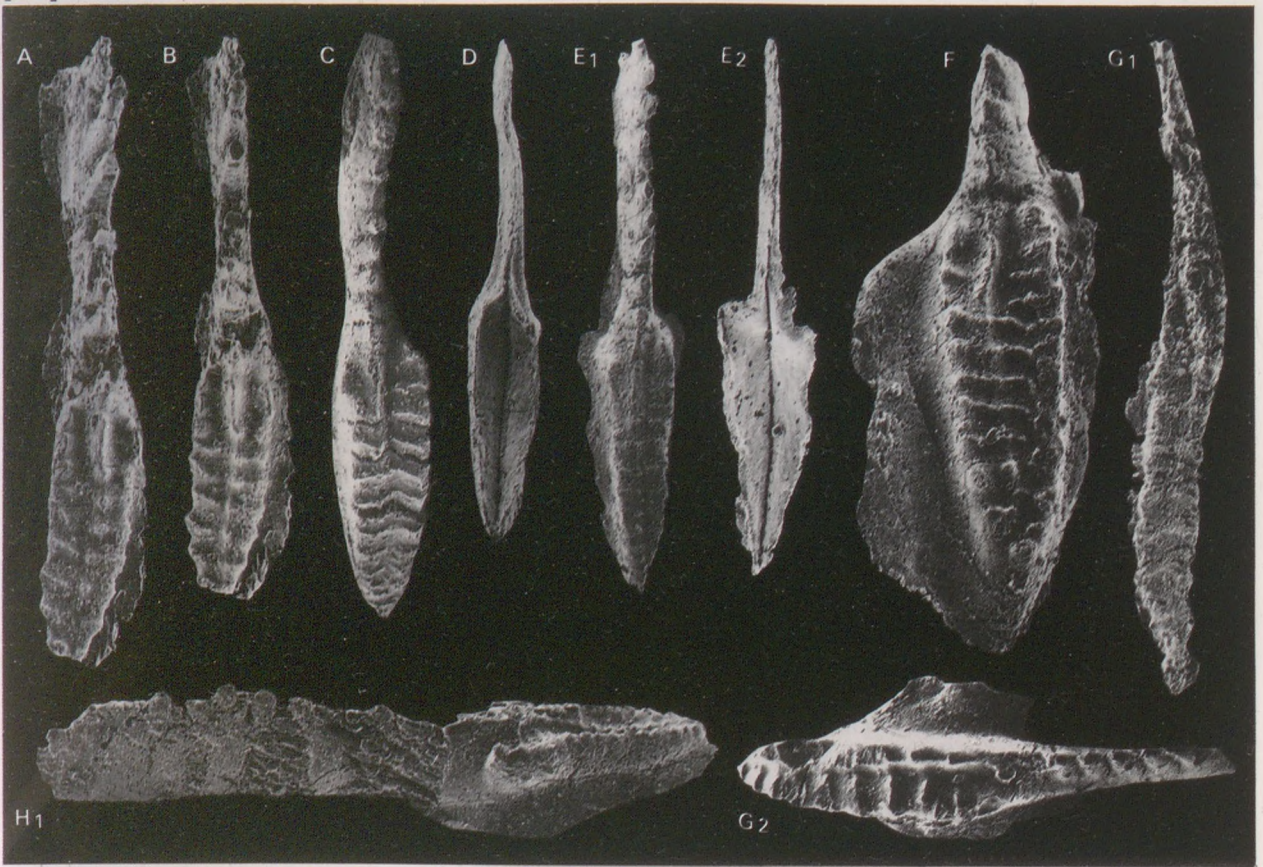
B



A



B



gyakran alkot lapos, lencseszerű olisztotrimmákat, amelyek nagysága 1–2 dm és 1–2 m közötti. Plasztikus deformációt mutatnak, ami arra utal, hogy konszolidálatlan állapotban kerültek a törmelékes környezetbe.

A Derenneki tagozat egyetlen sávot alkot az Upponyi szerkezeti egység déli részén, a Lázbérci formáció elterjedési területén belül. Nagyobb feltárásai a víztározó Ny-i oldalán, a Derennekvölgy torkolatának északi szomszédságában, a műút mentén lévő alapszelvény feltárásában, valamint a Csernely-völgy középső szakaszán, a völgy K-i oldalában, a Ny-felé előreugró hegyorr déli lejtőjén található.

A homokkő töremlékanyagában mészkő és kvarcsczemcsék uralkodnak. Mellettük kisebb mennyiségben aleurolit, kovapala, lidit, agyapala, méshomokkő és kvarchomokkő szemcsék, kevés szericit-muszkovit, valamint igen kevés klorit és plagioklász található [45]J.

A jól lekerekített kvarcit, kovapala–lidit kavicsok jelenléte szerkezeti igénybevételt követő lepusztulást jelent az üledékképződés környezetében. Üledékképződési–fejlődéstörténeti eseményként a Bükk hegység moszkvai–gzséli Mályinkai formációjával ekvivalens képződmény.

Fejlődéstörténet

A variszkuszi üledékciklus kezdetét – ismeretlen aljzaton – alpi analógiák alapján a felsőordoviciumi kvarcit jellegű Rágyincsvölgyi Homokkő és a grauwacke típusú Csernelyvölgyi Homokkő képviseli. A felsőordoviciumi porfiroid vulkanizmusnak (Blassenecki Porfiroid) területünkön eddig nem kerültek elő nyomai.

A szilurban az üledékképződési térség nagyrészt pelágikus medence, a karbonátkompenzációs szint alatt lerakódott Tapolcsányi Kovapalával. Ez szervesanyag- és mangántartalmú, lidites képződmény. A világszerte elterjedt szilur mélyvízi, euxin fácies megfelelője. Ezen kívül, a Strázsahelyi olisztosztróma szilur mészkő olisztolitjai által képviselt karni–alpi pelágikus, karbonátos Wolayi fáciesű formáció egykor közeli jelenléte is igazolható.

A Strázsahelyi olisztosztróma alsódevon Conodontákat tartalmazó szürke medencefáciesű

mészkő olisztolitjai – a szilur olisztolitokhoz hasonlóan – ezen képződmény egykor közeli szálban álló jelenlétére utalnak. Az alsódevon végén, mélytörések (riftes hasadékok) mentén, tengeralatti bázisos vulkáni működés kezdődött. A konszolidálatlan mészsizzappal intenzíven keveredő vulkáni képződmény a germán típusú „Schalstein”. A bázisos vulkáni működés az alsódevon végére – középsődevon elejére tehető. A „schalstein árok” és a fölöttük kialakult olisztosztrómák erőteljes szerkezetalakulásról és térszíni tagolódásról tanúskodnak.

A középsődevon jellemző vonása a paleozóos Tethysben általánosan elterjedt karbonátplatform kialakulása. Ezt a fejlődési stádiumot az Upponyi Mészkő képviseli.

A frasnai folyamán világméretű euszatikus vízszintemelkedés hatására a karbonátplatform fáciest pelágikus medencefáciesű mészkőképződés váltotta fel Styliolinákkal, Conodontákkal (Abodi Mészkő) és egyidejű bázisos vulkanizmussal. Ez a vulkanizmus a Tapolcsányi szerkezeti egységből ismert alsódevon végi – középsődevon eleji bazaltos vulkanizmus folytatását képviselheti.

A pelágikus üledékképződés az alsókarbonban is folytatódott. Kis vastagságú flázeres mészkő keletkezett, az alsóviséiben jellegzetes karbonátos lidit rétegcsoporttal.

A szudétai tektofázis hatására a felsőviséitől – a szendrői Verebeshegyi Mészkő és a Szendrői Fililit keletkezésével egyidejűleg – medencefáciesű törmelékes és karbonátos üledékképződés kezdődött (Lázbérci formáció). Az üledék lerakódása a flisoid Szendrői Fillittől eltérően nyugodt körülmények között – reszedimentációs jelenségek nélkül – pelágikus intraself medencében történhetett, a gráci paleozoikum Dult formációjához hasonlóan. A szudétai tektofázishoz kapcsolható szedimentációs jelenség lehet a Tapolcsányi szerkezeti egység területén az Éleskői olisztosztróma.

Az upponyi paleozóos rétegösszlet záró tagja – a Bükk hegységi, tengeri molassz jellegű Mályinkai formációval rokonítható – Derenneki tagozat. A lidit- és kvarckavicsos meszes homokkő (krinoidaás, de Conodonták nélküli intraformációs mészkőbreccsával) az üledékgyűjtő vízmélységének csökkenését és az előtér reliefenergiájának megnövekedését jelzi.

Metamorfózis

Az Upponyi-hegység paleozóos képződményeit az anchi- és epizóna (nagyon kiskokú és kiskokú metamorf tartomány) határának megfelelő, átmeneti jellegű (kb. 350 °C hőmérsékletű), kis (kb. 2,5 kbar) nyomástartományú regionális dinamotermais metamorfózis érte.

Az üledékes eredetű kőzetfajtákat kvarc, albit, szericit, klorit, klóritoid, \pm káliföldpát, pirit, hematit, kalcit, dolomit, sziderit különböző arányú együttese építik fel. A Rágyincsvölgyi Homokkőből korábban törmelékes eredetűnek leírt kloritoid anchizónás metamorfózis során keletkezett.

A törmelékes összlet metabazalt betelepüléseiben posztmagmás folyamatok hatására glaukonit-szeladonit keletkezett, és ebből anchizónás metamorf hatásra stilpnomelán képződött. A „Schalstein” típusú metabazalt törmeléket tartalmazó mészkőtüfit (Strázsahegyi formáció) és az Abodi formáció metatüfit anyaga kalcit, szericit, klorit, albit, hematit, \pm káliföldpát összetételű. Az előbbi anchi-, az utóbbi epizónás jellegű.

A Tapolcsányi Kovapala közepesen-gyengén rendezett, diszperz, szénült szerves anyagot (grafit-d₂), valamint az irányított (stressz) nyomás mikroméretű változásainak megfelelően grafitot, antracitot és mozaikreflexiós metabituminitet tartalmaz.

A mészkőfajták szövete irányított, teljesen, de a szendrői-hegységénél kisebb mértékben átkristályosodott. Az olisztosztrómákba beágyazott mészkő-olisztolitokban az eredeti (bár mikropátiosodott) kőzetszövet és a különböző bioklasztok is felismerhetők.

A Conodonták általában feketék; CAI indexük 5. Kevésbé átkristályosodtak mint a Szendrői-hegységben és nem deformáltak. A strázsa-hegyi olisztolitok Conodontái szürkésfehérek-fehérek; CAI indexük 6,5–7. Csak termális metamorfózis szenvedtek; a dinamometamorfózis hatásával szemben a tüfitos mátrix védelmét élvezték.

A metamorf kort jelző paraméterek szórása kicsi, szignifikáns különbség a tektonikai egységek eltérő korú képződményei között sem mutatható ki. Az illit kristályossági index átlagaiban mutatózó kisméretű különbségek litofációs hatásokat tükröznek. Mindez az üledékképződés zavartalan

folyamatosságával a hercini metamorfózis hiányára, ill. az összlet fiatalabb, alpi regionális dinamometamorf igénybevételére utal.

Gazdaságföldtani adatok

Vas-mangánérc lelőhelyek

A XVIII. században FAZOLA HENRIK és fia, FRIGYES vetette meg az alapját a Miskolc környéki nagyüzemi vasműveségnek, amelynek első kohóját a garadna-völgyi Ómassán 1770-ben helyezték üzembe. 1779-re, az időközben részvénytársasággá alakult vasmű részvényei a Kincstár tulajdonába kerültek. A Kincstár 1813-ban Újmassán nagyolvasztót, Hámorban pedig feldolgozó művet építtetett. Ez az üzem 1871-ig, a Diósgyőri Vasgyár felépüléséig üzemelt. A vasgyártás alapanyagát a XVIII. században jelentős mértékben az Upponyi-hegységi hidrotermális-metaszomatikus érc szolgáltatta.

1951–52-ben BALOGH KÁLMÁN és PANTÓ GÁBOR folytattak földtani újrafelvételt a hegység déli részében. Ennek eredményeként az agyagpala összlet réteges-lencsés mangántartalmát „elsőleges üledékes eredetűnek” ítélték.

BALOGH KÁLMÁN a Miskolc M-34 XXXIII jelű 200 000-es Magyarázó-ban a következőképpen foglalja össze a nekézseny-bántapolcsányi vas-mangánércre vonatkozó adatokat: „Gyenge minőségű vas-mangános pala az Upponyi-hegység homokkő-palaszorozatában jelentkezik, igen változékony, lencsés településben. A lencsék fémtartalma gyakran hirtelen megváltozik, meddő közbetelepülések gyakoriak. A homokkő-palaszorozatban három vas-mangános sáv jelölhető ki. A sávok – többnyire tektonikai okokból – hirtelen elvégződnek. Az ércanyag felhalmozódása többnyire kovás, ritkán agyagos üledékképződéshez kötött. A kovás rétegekben a vas-mangán tartalom részint oxidos, részint karbonátos alakban, finom pelyhes vas- és mangánhidroxid alakjában oszlik el, de sziderit és rodokrozit is előfordul. Az érc nagy kovasavtartalma, kis fémtartalma és kis mennyisége miatt iparilag nem hasznosítható”.

NAGY GÉZA 1986 és 1991 között – KOVÁCS SÁNDOR térképező munkájához kapcsolódva – részletes vágattérképezést és metallogenetikai vizsgálatokat végzett. Megállapította, hogy az ércesedés

a Tapolcsányi formáción belül, szerkezetileg meghatározott övekben, hidrotermális működés hatására keletkezett; kisebb részben teléres–te-leptelérés, nagyobb részben fészkes–tömzsős alakban. A vas-mangán ércesedést kismértékben szulfidos ércásványok is kísérik. A bányaföldtani térképezés során 22 táró és akna, és ezekhez kapcsolódó 11 külfejtés vált ismertté. A bejárhatóvá tett vágatok adatai: Alsó Mihály-táró 115,6 m, Felső Mihály-táró 64,0 m, Alsó Rigós-táró 10,5 m, Felső Rigós-táró I–III. 46,9 m, Henrik-táró 94,5 m, Frigyes-táró 50,0 m, Zsófia-táró 60,6 m, Lajos-táró 25,0 m, Bóti-völgy-táró 6,0 m, Malomgát-táró 4,0 m; összesen 592,7 m. [46]A–B

Elemzési átlagok:

Alsó Mihály-táró	Fe 12,77%	Mn 6,46%
Felső Mihály-táró	Fe 14,65%	Mn 5,28%
Zsófia-táró	Fe 14,43%	Mn 6,46%
Ferenc József-táró	Fe 15,43%	Mn 6,96%

Mész-kőbányászat

Az upponyi kőbányában, évi mintegy 1 ezer tonna mennyiségben falazókőnek, vízepítésre és mészegetésre termelték az Upponyi Mész-követ. Jelenleg egyetlen kőfejtő sem működik a hegységben.

Vízföldtani adatok

Az Upponyi-hegység területe forrásokban igen szegény. A tömött közetcsöveget, a csekély porozitás és az eltömődött hasadékok miatt a paleozóos képződményeknek rossz a vízvezető képessége. Ezért létesítettek a Lázberci-völgyben gátépítéssel mesterséges víztározót [46]C, amelyet a Bán- és a Csernely-patak táplálnak. A völgyzáró gát hossza 255 m, magassága 19 m, talpszélessége 126 m, koronaszélessége 5 m. A víztározó hasznos térfogata 5,8 millió m³. Átlagos vízmélysége telt tározó esetén 7,5 m. A tározó hossza 3 km, a gáttal lezárt lázberci ág 1 km hosszú. Napi 24 000 m³ vizet biztosít a víztisztítómű részére és ezzel kielégíti Ózd vízszükségletét. Ezen kívül 0,2 m³/sec vízpótlást ad a tározó alatt tovább folyó Bán-pataknak.

Táblamagyarázat

[46] Vas-mangánérckutató tárók a Tapolcsányi formáció területén és a Lázberci víztározó

A Géza-táró

B Felső Rigós-táró

C A Lázberci víztározó

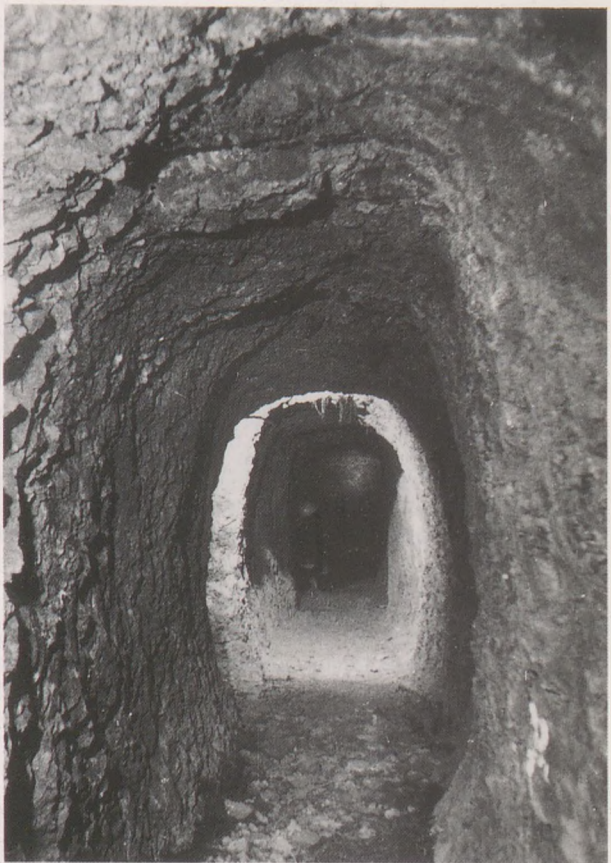
Irodalomjegyzék

Upponyi paleozóos rétegösszetétel

- A diósgyőri magy. kir. vas- és aczelgyár története 1765–1910. 1910. – Szelényi és társa könyvnyomdája, Miskolcz.
- ALFÖLDI LÁSZLÓ – BALOGH KÁLMÁN – RADÓCZ GYULA – RÓNAI ANDRÁS – LÁNG SÁNDOR – SZÜCS LÁSZLÓ 1975: Magyarász Magyarországon 200 000-es földtani térképsorozathoz M-34-XXXIII. Miskolc. – Földt. Int. Kiadv.
- ÁRKAI PÉTER 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. – Acta Geol. Hung. 26/1–2, pp. 83–101.
- ÁRKAI PÉTER – HORVÁTH ZOLTÁN ANDRÁS – TÓTH MÁRIA 1981: Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary: mineral assemblages, illite-crystallinity, – b₀ and vitrinite reflectance data. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/2–4, pp. 265–294.
- BALOGH KÁLMÁN 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. – Földt. Int. Évk. 48/2, pp. 243–719.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 20/2, pp. 191–207.
- BALOGH KÁLMÁN – KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1974: Hungarian Midd-Mountains and adjacent areas. In MAHEL' M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions (pp. 391–403). – Bratislava.
- BALOGH KÁLMÁN – PANTÓ GÁBOR 1954: Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. – Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról 1, pp. 17–27.
- BÖCKH JÁNOS 1867: Die geologischen Verhältnisse des Bükk-Gebirges und der angrenzenden Vorberge. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 17/2, pp. 225–242.
- BREZSNYÁNSZKY KÁROLY et al. (in press): Structural investigations on the northern part of Uppony Mts. (North Hungary). – Acta Geol. Hung.



A



B



C

- JÁMBOR ÁRON 1961: A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1957–58-ról, pp. 103–119.
- KOVÁCS SÁNDOR 1981: Alsó-devon Conodonták a nekézsényi Strázsa-hegyről. – Földt. Int. Évi Jel. 1979-ről, pp. 65–79.
- KOVÁCS SÁNDOR 1983: A magyarországi Conodontavizsgálatok eddigi eredményei (a bükki triász kivételével). – Ősl. Viták. 30, pp. 73–111.
- KOVÁCS SÁNDOR 1989: Geology of North Hungary: Paleozoic and Mesozoic terranes. In XXIst European Micropaleontological Colloquium 1989. Guidebook (pp. 15–21). – Budapest.
- KOVÁCS SÁNDOR 1989: Devonian olistostrome with limestone olistoliths and volcanic matrix from Strázsa Hill, Uppony Mts., northeastern Hungary. – N.Jb. Geol. Paläont. Mh. 2, pp. 109–127.
- KOVÁCS SÁNDOR – ÁRKAI PÉTER 1987: Conodont alteration in metamorphosed limestones from northern Hungary, and its relationship to carbonate texture, illite crystallinity and vitrinite reflectance. In AUSTIN R. L. (Ed.) Conodonts Investigative Techniques and Applications. – Horwood Limited, Chichester.
- KOVÁCS SÁNDOR – KOZUR, H. – MOCK, R. 1983: A szendrői-upponyi és a bükki paleozoikum kapcsolata az új mikropaleontológiai vizsgálatok tükrében. – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 155–175.
- KOVÁCS SÁNDOR – PÉRO CSABA 1983: Tectonic front of a Dinaric-type Paleozoic in North Hungary. – Anu. Inst. geol. geofiz. 60, pp. 85–94.
- KOVÁCS SÁNDOR – PÉRO CSABA 1983: Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northern Hungary). In SASSI, F. P. – SZEDERKÉNYI, T. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 5, (pp. 58–65). – Padova/Szeged.
- KOVÁCS SÁNDOR – VETŐNÉ ÁKOS ÉVA 1983: Adatok az upponyi-hegységi bázisos vulkanitok korához és közzétanához. – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 177–199.
- KOZUR, H. 1979: Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 9/4, pp. 155–170.
- KOZUR, H. 1984: Preliminary report about the Silurian to Middle Devonian sequences near Nekézsény (Southernmost Uppony Mts., Northern Hungary). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 13/7, pp. 149–176.
- KOZUR, H. – MOCK, R. 1977: On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary). – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 23/1, pp. 91–107.
- NAGY ELEMÉR 1972: Der Stand der Forschungen im Bereich der Paläozoikums in Ungarn. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 2, pp. 199–213.
- NOSKENÉ FAZEKAS GABRIELLA 1973: Mikroszkópos megfigyelések az Upponyi-hegység paleozóos rétegösszetén. – Fragm. Min. Pal. 4, pp. 3–15.
- PANTÓ GÁBOR 1954: Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. – Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről, pp. 91–111.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1915: Földtani felvétel a borsodi Bükk hegységben. – Földt. Int. Évi Jel. 1914-ről, pp. 324–334.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1923: Földtani felvétel a Sajóvölgy neogén medencéjében. – Földt. Int. Évi Jel. 1917–19-ről, pp. 61–74.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1944: A Bükk-hegység geológiája. – Földt. Int. Évi Jel. 1943-ről, Beszámoló a vitaülésekről 5/7, pp. 378–411.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1945: Uppony, Dédes és Nekézsény, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1941–42-ről 1, pp. 161–237.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1954: A Bükk hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai. – Hidr. Közl. 34/7–8, pp. 287–294, 34/9–10, pp. 369–381.
- SZALAY ISTVÁN et al. 1989: Észak-Magyarország geofizikai előkutatása. – MÁELGI Évi Jel. 1987-ről, pp. 35–57.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1981: Characteristic Pre-Mesozoic rock-columns along the Hungarian part of Geotransverse C. In KARAMATA, S. – SASSI, F. P. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 3, (pp. 132–137). – Belgrade/Padova.
- SZLAVIN, V. I. 1962: Sztratigrafija paleozoja vnutrennej csaszti Karpato-Balkanszkogo szooruzsenija. – Carp. Balk. Geol. Assoc. Kiev 1962, pp. 184–210.
- VITÁLIS GYÖRGY 1959: Adatok az Upponyi-hegység vízföldtanához. Hidr. Közl. 39/5, pp. 375–380.

Bükki paleozóos képződmények

A földtani megismerés története

„Kevés hegysége van hazánknak, amelyet oly hosszú időn át övezett volna a földtani felépítés alapkérdéseinek bizonytalansága, mint a Bükk hegységet.” BALOGH KÁLMÁN (1964) ezen megállapítása a bükki paleozoikumra is érvényes, annak ellenére, hogy az – a mezozóos képződményekhez képest – viszonylag sok ősmaradványt tartalmaz.

Míg BEUDANT, FRANÇOIS SULPICE (1822) a hegység egész tömegében paleozoikumot látott, a bécsi iskola tagjai már a karbonon kívül a triász, sőt a jura képződményeit is kihasítani igyekeztek belőle. WOLF, HEINRICH (1859) a karbonon belül legidősebbnek azt a 800–1000 láb vastagságú, szürkés és kékesfekete zsindelypalát gondolta, amire hasonló vastagságú, *Orthis*-tartalmú mészkőbetelepülésekkel váltakozó szürke pala, végül pedig egy, a Buntsandsteinre emlékeztető, tarka homokkő összlet települ. HAUER, FRANZ (1866) STACHE, GUIDO (1866), majd BÖCKH JÁNOS (1867) szerint a Bükk északi peremének és előterének sötét palái és az azokkal váltakozó mészkő a „kulm”-hoz tartoznak. Ennek bizonyítékát a Dédes és Nagyvisnyó mellett talált *Poteriocrinus* és gyenge megtartású *Productus* leletekben látták. Közöttani hasonlóság alapján a Bükk hegység déli palaterületét is a kulmba sorolták.

Az eger–putnoki vasútvonal építéskor létesített feltárásokat tanulmányozva, VADÁSZ ELEMÉR (1909) a Nagyvisnyótól K-re lévő bevágások mészkővel váltakozó palaösszletében gazdag karbon ősmaradványtársaságot talált és azt a kulmnál fiatalabbnak ítélve, az alsó- és a felsőkarbon határára (a *Productus giganteus*, ill. a *Spirifer mosquensis*-szintjébe) helyezte.

A hegység első 1:25 000 ma. térképezését SCHRÉTER ZOLTÁN végezte 1912–1919 között. Rétegtani megállapításainak nagyobbik része még nem jelentett időtálló megoldást. Ekkor került sor a Bükk-fennsík világos mészköveinek (a korábbi jura helyett) a karbonba és a devonba, a kelet-bükki vulkanitok ópaleozoikumba való besorolására, valamint az Upponyi-hegység kőzeteinek a bükki paleozoikummal való párhuzamosítására;

és ekkor merült fel először az észak-bükki tarka palák egy része permbe tartozásának a gondolata is. Fontos előrelépést jelentettek JABLONSKY JENŐ (1919) mészalga vizsgálatai, aki a *Mizzia velebitana* és *Macroporella bellerophontis* kimutatásával, azok bezáró kőzetét – az akkori felfogásnak megfelelően – „felsőkarbonra” fiatalította. PIA, JULIUS (1928) megerősítette JABLONSKY paleontológiai meghatározásainak helyességét, és a LÓCZY LAJOSTÓL, valamint SCHRÉTER ZOLTÁNTÓL kapott mintákból néhány újabb alakot is meghatározott. Ezek figyelembevételével elsőként állapította meg, hogy a mizziás–gymnocodiumos mészkő nem a karbonba, hanem a permbe tartozik.

RAKUSZ GYULA (1928, 1932) a nagyvisnyói újpaleozóos ősmaradványok revíziója során az I. sz. vasúti átvágás mészkőbetelepüléses márgapaláját – feltételesen – alsóstefáni (alsóurali)-nak minősítette; a mizziás–brachiopodás mészkövet pedig az alsóperm artinszki emeletébe sorolta. A stefáni üledékek alatti vastag, kövületmentes agyagpala-homokkő sorozatban a moszkvai emelet (esetleg az alsókarbon) képviselőjét látta.

Különös és jelentős személyisége volt a Bükk hegység földtani megismerés-történetének LEGÁNYI FERENC, aki 1912 és 1957 között, négy és fél évtizeden át laikusként, de páratlan gyűjtőszennvedéllyel és érzékel nagy mennyiségű ősmaradványt szedett össze és bocsátott a geológusok rendelkezésére. Az általa gyűjtött ősmaradványok alapján derült ki, hogy a korábban paleozóosnak minősített képződmények jórésze valójában triász kori (SCHRÉTER Z. 1935). LEGÁNYINAK a nagyvisnyói V. sz. vasúti bevágásból előkerült *Lyttonia nobilis* WAAGEN leletei bizonyították be, hogy a Bükk hegység mizziás–gymnocodiumos mészkőve nem az alsóperm artinszki emeletébe, hanem a felsőpermbe tartozik. Fontos bizonyíték volt ez ugyanakkor a bükki és a dinári újpaleozóos képződmények szoros ösföldrajzi kapcsolatára vonatkozóan is (SCHRÉTER Z. 1936, PIA, J. 1937). HERITSCH, FRANZ a SCHRÉTERTŐL kapott korallokat dolgozta fel és ő is igazolta a felsőperm jelenlétét (1944).

A Bükk hegység 1937–1952 közötti újrajvizsgálatainak eredményeit SCHRÉTER ZOLTÁN felvételi jelentései (1945, 1954), valamint 1943-ban, 1954-ben, 1959-ben és 1960-ban közreadott áttekintő, értékelő, összefoglaló munkái tartalmazzák. 1948-ban publikálta a Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágásból és egy másik közeli feltárásból – a Legányi által gyűjtött – „*Phillipsia eichwaldi* FISCHER”, valamint az V. sz. vasúti bevágás „lytoniás felsőperm mészkőéből” előkerült *Phillipsia* (*Pseudophillipsia*) *hungarica* SCHRÉTER őslénytani leírását. 1963-ban a felsőperm Brachiopodák monografikus feldolgozása, majd 1974-ben – posztumusz munkaként – a felsőperm Nautiloideákról írt munkája jelent meg.

SCHRÉTER ZOLTÁN a terepi géológus egyszerű módszereivel, fél évszázadon át nagy türelemmel bogozta a Bükk hegységi paleozoikum bonyolultan megkötött csomóit és nagyban hozzájárult ahhoz, hogy a további előrehaladás gyorsabban és megalapozottan valósulhasson meg.



KOLOSVÁRY GÁBOR (1951) saját gyűjtésének és a Földtani Intézettől kapott korallak feldolgozásával járult hozzá a Bükk hegységi ősmaradványok megismeréséhez.

SCHRÉTER következetesen képviselt ellenvetéseinek figyelmen kívül hagyásával több alkalommal felmerült a karbon kőszénkutató gondolata és néhány kőszénkutató fúrás is lement (VITÁLIS ISTVÁN 1939, 1940). A Nagyvisnyó Nv-1 jelű kutatófúrás eredménytelensége végül szárnyát szegte a további próbálkozásoknak (PERLAKI ELVIRA 1959). Reálisan értékeli a karbon kőszénkutató kilátásait WEIN GYÖRGY 1960-ban megjelent áttekintő tanulmányában.

BALOGH KÁLMÁN, aki 1950-ben a „déli palatető” egészének és a kelet-bükki vulkanitoknak a triászba sorolásával kapcsolódott be a hegység földtani megismerésének mai ismereteinket kialakító folyamatába, 1955 és 1957 között jutott el a hegység paleozoikumot tartalmazó-É-i részébe. Személyes felvételi munkáját több szakember –

BALKAY BÁLINT és LÁNG GÁBOR (1956), különösen JÁMBOR ÁRON (1959, 1961) és NAGY GÉZA (1961) – segítette. Ezenkívül több külföldi és hazai specialistát is bevont a felgyülemlett karbon és perm ősmaradványanyag feldolgozásába (MAJZON LÁSZLÓ 1955, ROZOVSKAJA, SZOFJA EVSZEEVNA 1963, HERAK, MILAN – KOCHANSKY, VANDA 1963, SIDÓ MÁRIA 1974, ZALÁNYI BÉLA 1974). 1964-ben megjelent monográfiája napjainkig mind a gyakorlati irányú, mind a tudományos célú továbbfejlesztő vizsgálatok alapja. Gondosan mérlegelt és összegezett minden korábbi vizsgálati adatot és megállapítást, pontosan leírta megfigyeléseit és távoli vidékegig terjedően értékelte a biosztratigráfiai és ősföldrajzi kapcsolatokat.

BALOGH KÁLMÁN és munkatársai a bükki karbont a namuri-baskíriai, a moszkvai és az urali emeletek között osztották meg. Igazolták, hogy az ősmaradványos felsőperm mészkő közvetlen fekvőjét tarka (vörös-zöld-fehér) színű, homokkő-aleurolit



összet alkotja; és ezt kövületek hiányában a perm alsó és középső részébe helyezték, feltételezve, hogy a legfelső karbon rétegek és e tarka összetlet között üledéktani átmenet van. SCHRÉTER ZOLTÁNNAL összhangban, üledékfolytonosnak ítélték a perm triász határt is.

A továbbiakban megjelent tanulmányok szerzőinek egy része ugyanebben a szellemben nyilatkozott a bükki paleozoikumról (BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972, BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR – MAJOROS GYÖRGY 1973, ANTAL SÁNDOR 1975, ANTAL SÁNDOR – BALOGH KÁLMÁN 1980), mások paleontológiai, ill. ércföldtani tanulmányokat publikáltak (FLÜGEL, W. H. 1970, 1973, GÓCZÁN FERENC 1971, NÉMETH MÁRTA 1975, MIHÁLY SÁNDOR 1980, MIHÁLY SÁNDOR – SOLT PÉTER 1983, FENNINGER, A. – NIEVOLL, J. 1983, BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1987, 1989, BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA 1974, WÉBER BÉLA 1975). Jelentősek KOZUR, HEINZ munkái (1977, 1982, 1984, 1985). Ebben a kötetben a bükki

Ostracoda és Conodonta faunára vonatkozó megállapítások KOZUR, H. kutatási eredményei.

1974 és 1980 között a Mecseki Ércbánya Vállalat gyakorlati célú földtani–geokémiai–geofizikai kutatást végzett a hegység északi részében, számos kutatófúrás leemélyítésével. Ezek közül az 1974-ben Nagyvisnyó mellett leemélyült 1002. sz. fúrás a felsőperm mészkő alatt a szürke–zöld agyagkő és dolomit rétegcsoport – BALOGH KÁLMÁN által még csak feltételezett – gipsz–anhidrit közbetelepüléseit is feltárta. A további fúrásokban ez általános elterjedésének bizonyult. A kutatófúrások és a SZABÓ IMRE által irányított földtani és laboratóriumi vizsgálatok mindenekelőtt a perm rétegösszlet alsó részének beható megismerésére vezettek. Jelentős előrelépés történt a paleozoikum szerkezetföldtani viszonyainak megismerése terén is (ismétlődő, átbuktatott, fordított helyzetű rétegsorok, begyűrt rétegszakaszok). Az Ómassa Óm–1003 jelű fúrás alsóperm homokkőves, aleurolitos rétegsorában vulkáni tufaszórásra utaló jelenségeket is megfigyeltek.

ÁRKAI PÉTER (1982, 1983) meghatározta a Bükk hegység karbon és perm időszaki képződményeinek fő közettípusait, azok ásványos alkatát. Az ásványos összetétel arányainak változásaiból következtetéseket vont le az üledékképződési viszonyok időbeli alakulására. Metamorf közettani (illet kristályosság, vitrint reflexióképesség, szericit-b₀ rácsparaméter) adatok statisztikai értékelésével a dinamotermális metamorfózis regionális változásait mutatta ki: az Upponyi- és a Bükk hegység közötti ÉK–DNy-i irányban húzódó (nagyvisnyói) felsőkarbon–perm sávot csak diagenetikus, illetve kishőmérsékletű anchizónás hatás, az észak-bükki antiklinális összletét uralkodóan epizónás, az antiklinális délnyugati részén anchizónás metamorfózis érte. A metamorfózis átmeneti (kis–közepes), a szentléleki pikkelyeződési zónában (a kis–fennsík takaró frontja) közepes nyomástartományú volt. A bükki paleozoós képződmények regionális metamorfózist kréta (preszenon) korinak ítélte.

Sokirányú munkatársi segítséget kaptam a hegység részletes térképezését végző PELIKÁN PÁLTól: feltárások létesítésében, a helyszíni vizsgálatok elvégzésében, az anyagvizsgálat megszervezésében. A specialistákkal együttes munkákat is

megjelentetett (BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ–PELIKÁN PÁL 1989, CSONTOSNÉ KIS KATALIN–PELIKÁN PÁL 1990). Tudományos rendezvények megszervezésében működött közre és tudományos tanulmányok elkészítését támogatta (HAAS et al. 1986).

Értékes közreműködést jelentett PÉRO CSABA felsőperm alapszelvényjellegű mintaanyag gyűjtése, és annak CSONTOS LÁSZLÓ és TARDINÉ FILLÁCZ EDIT általi mikroszkópos vizsgálata.

A földtani felépítés alapvető vonásai

Karbon és perm időszaki képződményeket a Bükk hegység északi részén és előterében ismerünk. Elterjedésüket északon a nekézsényi tektonikai vonal határolja, északkeleten és nyugaton neogén képződmények alá merülnek. Keleten a Kis-fennsík mezozoós takarószerkezete alatt sejtethető a folytatás, és csupán a Garadna-völgy mentén bukkannak föl keskeny sávban, tektonikusan redukált és átbuktatott rétegsorral. Dél felé a képződmények egymásutánja folyamatos egészen a középső triászig.

A Nyárju-hegytől nyugatra a karbon rétegösszlet déli határát az a feltolódás jelöli ki, amely a karbon boltozat déli szárnyának perm képződményeit délnyugati irányban egyre inkább maga alá temeti. A Kukucsó-lápatól nyugatra a karbon már közvetlenül az alsótriászal érintkezik; a Szalajka-völgytől nyugatra az eltemetett perm a karbon agyagpalán belül bukkán ismét a felszínre.

A hegységperemi boltozathoz északon egy kelet felé lehajló és kiszélesedő szinklinális kapcsolódik, amelyet a szinklinális nyugati részén – a Zobó-hegyen, az Eskerenna- és Terebes-hegy vonalában – felsőmoszkvai mészkőlelencék jeleznek, majd a Dédesvár, a Szilasfő és a Kemesnye-hegy területén perm–alsótriász képződmények alkotnak.

Az említett szinklinálishez északon ismét antiklinális kapcsolódik, amelynek tengelye Nagyvisnyó déli szomszédságából északkeleti irányba húzódik. Szárnyait Mályinka környékén a Baróc-völgy, a Felső- és Alsószőlőkőve, a Körtvélyszer, valamint a Nagyvisnyó–Dédes közötti terület felsőkarbon–perm képződményei alkotják.

A nagyvisnyó–dédesi szárny északi részét nagyrészt miocén képződmények fedik. A két sávba rendezhető alsótriász kibúvások, valamint a Dé-

destapolcsány Dt-10 és Dt-11 jelű fúrások rétegsorai északnyugat felé hajló feltolódási sikkokkal határolt felsőperm-alsótriász pikkelyekre utalnak, amelyek a nagyvisnyó-dédesi antiklinális északi szárnyához tartoznak. A felsőkarbon-perm képződményeket észak felé a nekézsényi feltolódás határolja.

A vázolt szerkezeti kép erősen leegyszerűsíti a tényleges viszonyokat, mindenekelőtt a hegység-szerkezet alapvető vonásait: a déli vergenciájú, meredek állású redőket, és az É-i, ill. ÉNy-i hajlású meredek feltolódási síkokat emeli ki. A korábbi

stádiumban is összetett, bonyolult szerkezeti felépítést fiatal kéregmozgások tovább tagolták. Szembetűnő ezek közül a Darnó-öv menti, északnyugati irányú, alsómiocén kori feltolódás és az ezzel járó – a korábbi szerkezeti irányokat metsző – oldalirányú elmozdulások sorozata. Figyelemre méltó szerepet játszottak végül a mai szerkezet kialakulásában a diszjunktív jellegű fiatal vetők is.

A Bükk hegységi karbon-perm képződmények elterjedését, szerkezeti viszonyait és földtani felépítését számos ábrán és a III. színes mellékleten szemléltetjük.

Karbon

Elterjedés, település, tagolás

Karbon időszi képződmények a Bükk hegység északi peremén és előterében; a Garadnavölgy-Csikorgó-Nagyberénás-Éleskő-vár-Piszkó-vonulat, valamint a Piszkó-Nagyvisnyó-Dédestapolcsány-vonal által közrefogott területen, két antiklinális szerkezet magjában és szárnyain, valamint a közöttük levő szinklinális területén tanulmányozhatók. (29), [47]

A karbon idősebb, mintegy 1000 m vastagságú, flis jellegű litosztratigráfiai egysége a Szilvásvárad-i Aleurolitpala formáció. Mindenekelőtt a hegység-rész szerkezeti főtengelye mentén kialakult boltozat magjában található, a boltozattengely emelkedése révén nyugat felé erősen kiszélesedő területen. Fekvőjét nem ismerjük, a fedő felé való átmenet folyamatos – a határ kijelölése nehezen megoldható feladat.

A karbon rétegösszlet – mintegy 400 méter vastagságú – felső része a Mályinkai formáció. Az agyag, kőzetliszt és homok (flis jellegű) ritmusos váltakozása megszűnik, a homoktartalom jelentősen megnövekszik, helyenként konglomerátum lencsék iktatódnak közbe. Jelleget adó képződmények a több szintben megjelenő – néhány méter-től néhány tíz méterig terjedő vastagságú – mészkömlencsék.

A Mályinkai formáció viszonylag gazdag ősmaradványokban. Mindenekelőtt a Fusulinida fajokra támaszkodva a felsőmoszkvai Berenási tagozatra és a kaszimovi-gzséli Csikorgói tagozatra osztható.

A Berenási tagozat mészkömlencséinek földtani kifejlődése területenként különbözik egymástól:

- a Berenási Mészkömlencsék (különösen azok mélyebben fekvő sora a Piszkótól a Köpüs-tető-ig), a Cakókői Mészkömlencsék, valamint a Nagyvisnyói (mályinkai) Mészkömlencsék gazdagok ősmaradványokban,

- a dédesvári szinklinális mentén elhelyezkedő Mártuskői Mészkömlencsék faunamentesek, ill. faunaszegények.

A Csikorgói tagozatot – a karbon-perm képződmények határán levő tektonikus elnyíródások következtében – csak néhány helyen ismerjük. A perm rétegösszlet bázisával való érintkezése feltehetően penakkordáns jellegű, üledékhézagot tartalmazó, „megegyező” település.

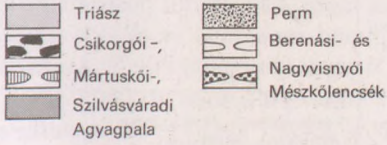
A Bükk hegységi karbon rétegtani tagolását a 30. ábra szemlélteti.

Földtani kifejlődés

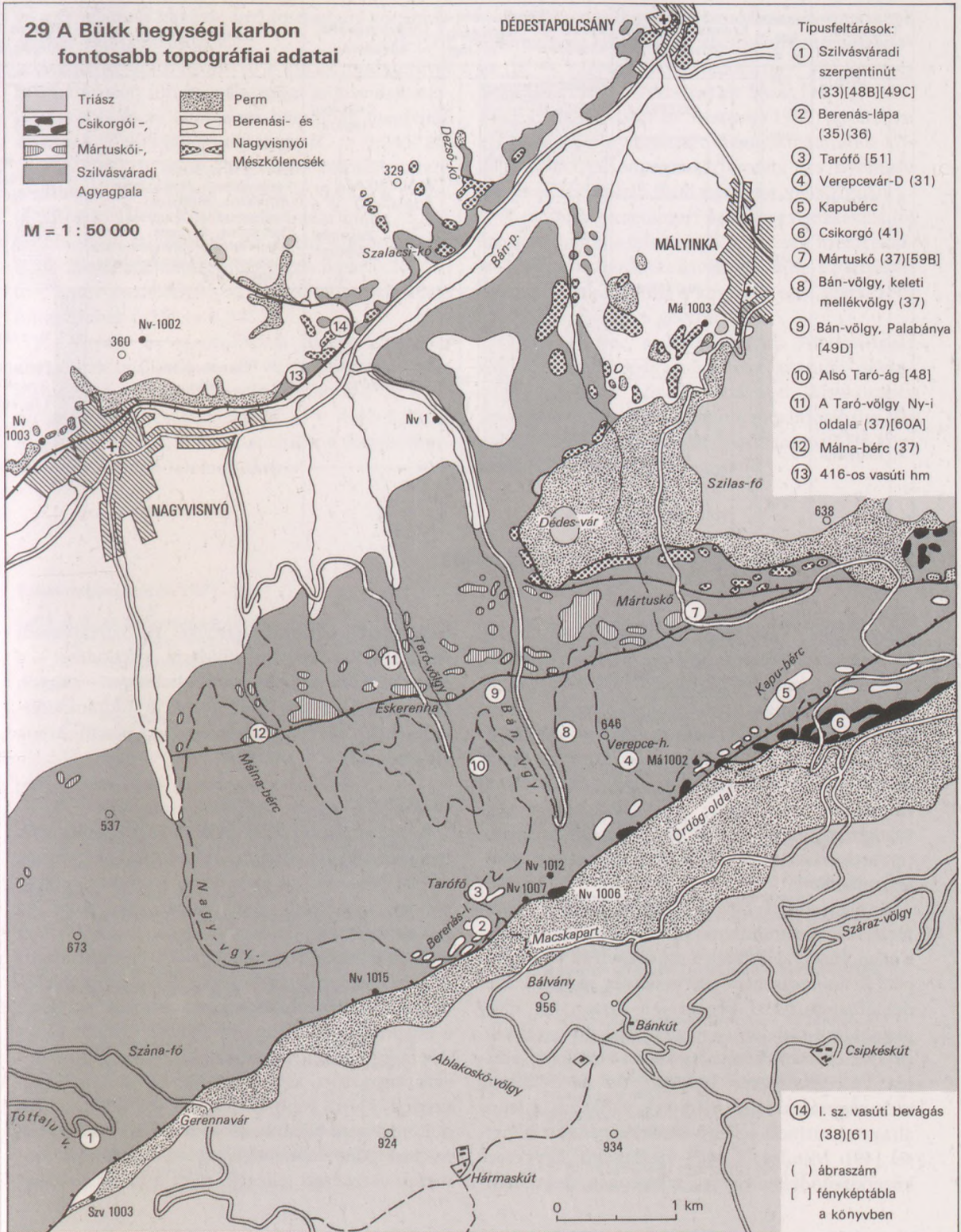
Szilvásvárad-i Aleurolitpala formáció

A Bükk hegység északi oldalán és előterében, az antiklinális vonulatok magját felépítő mintegy 1000 m vastagságú, sötétszürke, finomtörmelék agyag, aleurolit és homokszemmagyságú üledékanyag ritmusos (flis jellegű) váltakozásából álló képződmény. A karbonátmentes, ill. karbonátse-

29 A Bükk hegységi karbon fontosabb topográfiai adatai



M = 1 : 50 000



Tektonikai fázisok	Izotop kor M év	Kronosztratigráfiai egységek	Kőzet-kifejlődés	Képződmény-vastagság m-ben	Litosztratigráfiai egységek	Ősmaradványok	Földtani-kifejlődés
Urali	286	F E L S Ő		400	Csikorgói tagozat	Crinoidea Fusulinida Conodonta	Szárazföld
H E R A S T U R I A I	290	K A S Z I M O V I			MÁLYINKAI FORMÁCIÓ	Neuropteris, Alga, Foraminifera, Hydrozoa, Anthozoa, Mollusca, Cephalopoda, Trilobita, Ostracoda, Bryozoa, Brachiopoda, Echinodermata, Conodonta, Chondrichthyes, Osteichthyes	Zátony és zátonyközi kifejlődés
Leoni	300	R Ö M O S Z K V A I		1100	Berenási tagozat		Turbidit
A É R C - H E G Y S É G I	310	O P B A S K I R I A I			SZILVÁSVÁRADI FORMÁCIÓ	Ősmaradvány nélkül	Flis jellegű üledék – képződés
	320	A. SZERPUHOVI	?				

30 A Bükk hegységi karbon rétegtani tagolása

gény rétegek vastagsága általában 0,5–2 cm, de kivételesen 20–30 cm is lehet. Általában palás, gyakran harántpalás szerkezetű. Ősmaradványokat nem tartalmaz, fekvőjét nem ismerjük. Baskiriai–alsómoszkvai besorolását egyelőre csupán az üledékfolytonossággal rátelepülő, korjelző ősma-
radványokban viszonylag gazdag felsőmoszkvai Mályinkai formációhoz való viszonya, és nagy vastagsága indokolja. Könnyen megközelíthető típusfeltárásai a szilvászváradai serpentinút mentén találhatók. [48]

Az aleurolitpala összetlet törmelékes eredetű alkotóelemei között uralkodó szerepű a kvarc, jelentős a plagioklász, alárendelt a muszkovit és a kálicföldpát. A finomdiszperz szervesanyag redukív üledékfelhalmozódási közegre, a viszonylag nagy plagioklász-tartalom, a nagy földpát/kvarc és klorit/szericit arány kémiaiilag kevésbé mállott, „éretlen” üledékanyagra utalnak. Az üledékanyag szemnagyság szerinti ritmusos váltakozása lejtős aljzaton, turbidit jellegű üledékképződést képvisel [49]. Mindez, a nagy vastagságú, egyveretű kőzetkifejlődéssel együtt, színorogén, geoszinkli-

nális üledékképződés terméke. A Szilvászváradai Aleurolitpala formáció földtani kifejlődése – a metamorf fok különbségétől eltekintve – nagyon hasonló a Szendrői Fillit formáció földtani kifejlődéséhez. Távollabbi megfelelője a Karni-Alpok Hochwipfeli Flis sorozata.

Metamorfózis

A mezozoikum végi regionális metamorfózis hatására a Szilvászváradai Aleurolitpala alapanyaga átkristályosodott, a törmelékes szemcsék szerkezeti és összetételi változásokat szenvedtek; a kvarcszemcsék deformálódtak, szericit–kvarc szálkás továbbnövekedés lépett fel; a muszkovit esetében deformáció és szericites továbbnövekedés, muszkovit–klorit aggregátumok képződése; a plagioklász esetében albitosodás és szericitesedés ment végbe. A regionális metamorfózis hatására képződött ásványegyüttesek (kvarc, albit, szericit, klorit, több-kevesebb kálicföldpát, kalcit, dolomit) nem alkalmasak az átalakulás körülményeinek pontosabb meghatározására. A kőzetszöveti és szerkezeti jellegek, mint a harántpaláság

és a gyűrődéses klivázs, anchimetamorf körülményeket valószínűsítene. [49]–[50]

A Szilvászvárad formáció KÜBLER módszerével meghatározott illit kristályossági indexeinek átlagai az epi- és az anchizóna határának megfelelő értékűek. Teljes kőzetmintáknál $IC = 0,245^\circ 2\theta$, $S_x = 0,040$, $n = 30$, a $< 2\mu\text{m}$ szemcseméretű mintáknál $IC = 0,247^\circ 2\theta$, $S_x = 0,022$, $n = 28$. (Jelölések: IC = illit kristályossági index, S_x = szórás, n = mintaszám. Az anchi–epizóna határ $0,25^\circ 2\theta$, az anchizóna–diagenezis határ $0,37^\circ 2\theta$; a $< 2\mu\text{m}$ szemcseméretű frakciónál a megfelelő határértékek $0,25^\circ$ és $0,34^\circ 2\theta$.)

Az agyag- és aleurolitpala diszperz szerves anyagának uralkodó részét vitrinit alkotja, kevés törmelékes, átöröklött grafit is előfordul. A vitrinit reflexióképesség értékei $R_{\text{max}} = 4,42\text{--}5,27\%$; $R_{\text{random}} = 3,03\text{--}4,13\%$ az anchizóna nagyhőmérsékletű részének felelnek meg.

Az illit–muszkovit metamorfózis nyomásának jellemzésére alkalmas b_0 rácsparaméterének átlaga ($b_0 = 9,004 \text{ \AA}$, $S_x = 0,006$, $n = 58$) SASSI és SCOLARI (1974), GUIDOTTI és SASSI (1976), valamint PADAN, KISCH és SHAGAM (1982) nyomán a kis és közepes nyomástartományok határához közeli, a közepes nyomástartomány kis nyomású részének megfelelő fluid nyomást valószínűsít.

A regionális metamorf ásványegyüttesektől jól elkülöníthetők a felszíni, ill. a törések menti mállás hatására képződött ásványok, mint a vermikulit, a montmorillonit, a kevertreteges szerkezetű agyagásványok és a goethit.

Összefoglalva: a Szilvászvárad Aleurolitpala formáció uralkodóan anchizónás (az anchi- és epizóna határához közeli), átmeneti, kis–közepes nyomástartományú regionális metamorfózisa dinamotermális jellegű volt. A metamorfózis kora feltehetően ausztriai–pregosai.

Táblamagyarázatok [47]–[52]

- [47] A Bükk hegység északnyugati oldala
Tótfalu-völgy, a szilvászvárad szerpentinúttal
- T Triász képződmények
P₂ Nagyvisnyói formáció
P₁ Szentléleki formáció
C₂^m Berenási Mészkölcencsék
C₂^m Mályinkai formáció
C₁ Szilvászvárad formáció
- [48] Szilvászvárad Aleurolitpala I.
- A A Szilvászvárad Aleurolitpala lemezes, gyűrt kifejlődése, Alsó Taró-ág
B A Szilvászvárad Aleurolitpala padosan elvált kifejlődése, szilvászvárad szerpentinút, 4,8 km
- [49] Szilvászvárad Aleurolitpala II.
- A Vékonyan rétegzett aleurolitpala, harántpalássággal; szilvászvárad szerpentinút, 4,8 km, 8 ×, 1N
B Homokkölcencse, agyag–aleurolitpalában Alsó Taró-ág, 40 ×, 1N
C Agyag–aleurolitpala, gyenge harántpalássággal, osztályozott rétegzettséggel, szilvászvárad szerpentinút, 4,8 km, 8 ×, 1N
D Agyag–aleurolitpala harántpalássággal, gyűrődéses klivázzsal, Bán-völgy, palabánya, 40 ×, 1N
- [50] Szilvászvárad Aleurolitpala III. (ÁRKAI P.)
- A Harántpalássággal egymásbafozogatott agyag–aleurolitpala, szilvászvárad szerpentinút, 40 ×, 1N
- B Vékonyan rétegzett agyag–aleurolitpala, kvarc–szericit–klorit átkristályosodással A Bán-völgyfőből kiágazó erdei út III. sz. feltárása, 158 ×, 1N
- C Törmelékes turmalin (T) metamorf továbbnövekedéssel agyag–aleurolitpalában; szilvászvárad szerpentinút, 40 ×, +N
- D Metavulkanit törmelék aleurolitpalában Alsó Taró-ág, 40 ×, +N
- [51] Tarófi Konglomerátum
- A Tarófi Konglomerátum, kvarc, kvarcit és lidit kavicsokkal; a Tarófi közelében levő típuslelőhelyről, természetes nagyság
- B Közel szingenetikus, áthalmazott mészköbrecsca (olisztosztróma), kovás kötőanyagú kvarchomokkő–mátrixszal; Berenás gerinc II. sz. feltárás, a Tarófi Konglomerátum fekvőjében, természetes nagyság
- [52] A Tarófi Konglomerátum és a Szilvászvárad Aleurolitpalába települő konglomerátum padok kavicsainak vékonycsiszolati képe
- A Kvarc, kvarcit és kristályospala törmelék; Berenás II, 40 ×, +N
B Homokkő kavics, 40 ×, +N
C Diabáz kavics, 40 ×, +N
D Porfiroid kavics, 40 ×, +N
B–D Szilvászvárad szerpentinút 5,2 km, a Rákmára D-i oldala



Leány-hegy

Gerenna-vár

Holló-kő

Vörössár-hegy

Róna-bükk

Ispán-hegy

T

T

P₂
P₁

P₂

C_{2m}
C₂

P₁

Szilvásváradai szerpentin út

C₂

C₁

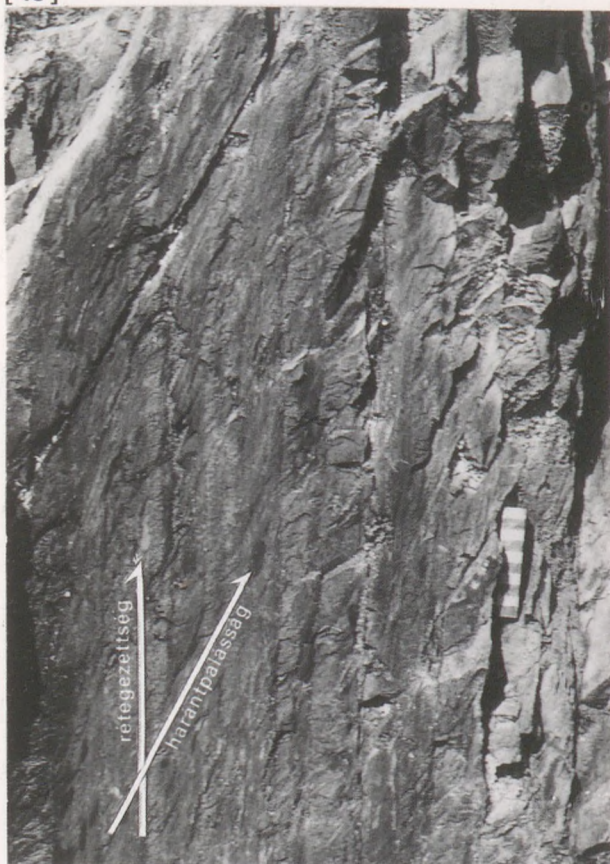
C₁



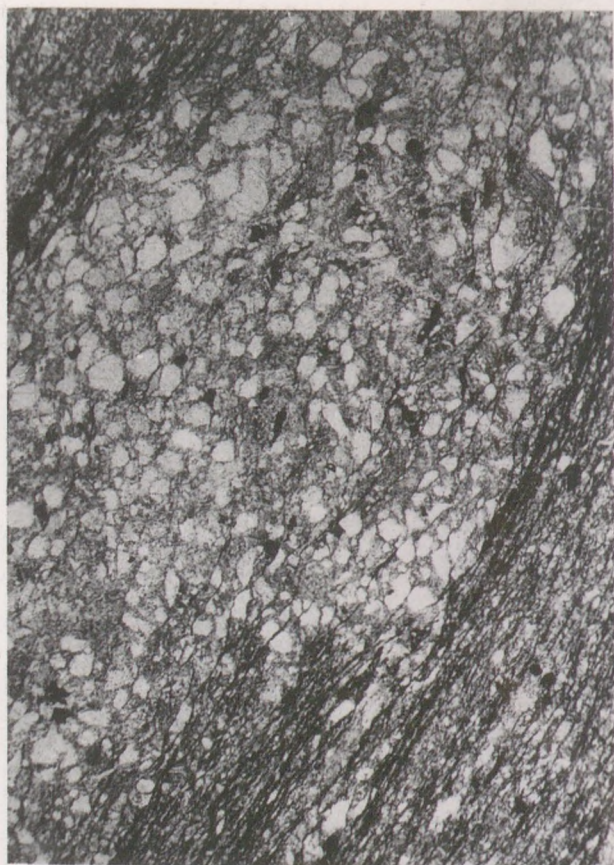
A



B



A



B



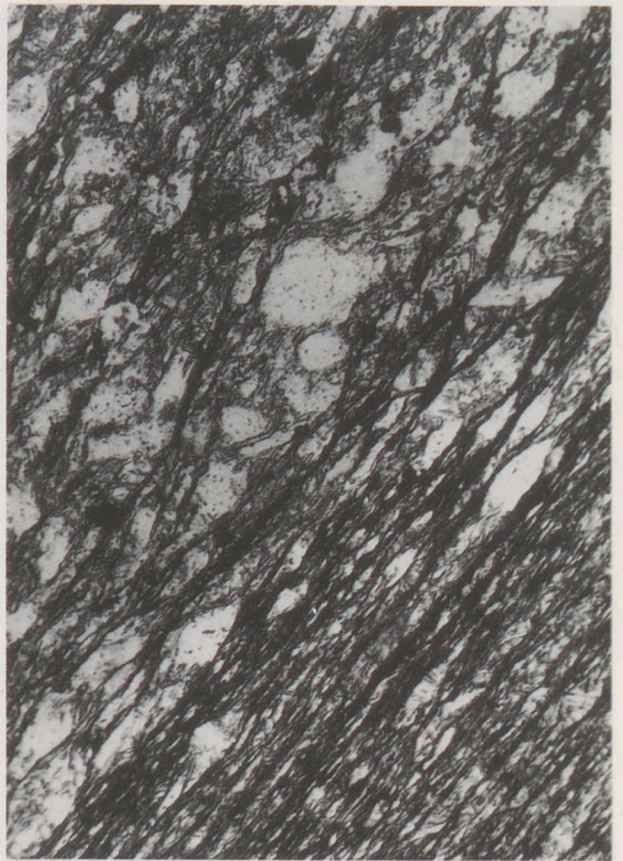
C



D



A



B



C



D



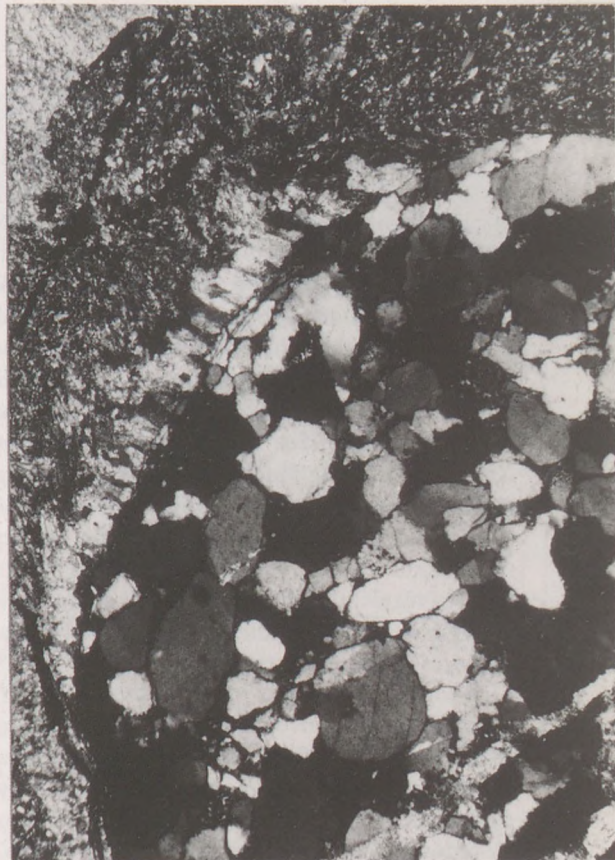
A



B



A



B



C



D

Mályinkai formáció

A Bükk hegységi karbon üledékgyűjtő feltöltődése és a medencealjzat szerkezeti átalakulása a litológiai viszonyok jelentős differenciálódására vezetett. A megváltozott körülményeket tükröző képződmények együttese a Mályinkai formáció. A mintegy 400 m vastagságú rétegösszlet üledékfolytonossággal települ a Szilvásvárad formációra. Jellegzetes alkotóelemei a több szintben kifejlődött néhány méter–néhány tíz méter vastagságú mészkölencsék. Ezek vertikálisan is, horizontálisan is eltérő kifejlődési sajátosságokkal bírnak, ami a formáció további tagolását teszi lehetővé. A mészkölencsék a beágyazó homokos agyagpala rétegekkel együtt viszonylag gazdag ősmaradványegyüttest tartalmaznak. Ennek segítségével a Mályinkai formáció kora a felsőmoszkvai, kaszimovi és gzséli emeletre tehető.

A formáció nehezen nyomozható alsó határát a fekvő Szilvásvárad formáció flis jellegének megszűnése jelzi. Az üledékanyag homoktartalma és annak szemcsenagysága megnövekszik, helyenként konglomerátum padok iktatódnak közbe. A fedővel való érintkezés elnyíródott ugyan, de feltehetően penakkordáns jellegű.

A Mályinkai formáció Berenási tagozata felsőmoszkvai faunát tartalmazó mészkölencséből és agyagpalából, valamint a hozzájuk kapcsolódó homokkőrétegekből és közbeiktató konglomerátum padokból áll; a Csikorgói tagozatot pedig sötétszürke–fekete agyagpalába ágyazott – gyéren Crinoidea töredékeket és egyes rétegekben gazdag gzséli Fusulina faunát tartalmazó – mészkölencsék alkotják. A Mályinkai formáció Karni-Alpok-beli analógiáját az Auernigi rétegek képviselik.

Berenási tagozat

A karbon antiklinális vonulatok és a dédesvári szinklinális szárnyain, a Szilvásvárad Aleurolitpala formáció fölött, nehezen elhatárolható, üledékfolytonos kifejlődéssel települ a Berenási tagozat 250–300 m vastagságú rétegsora. Fő építőelemei a palás agyag és homokkőrétegek, a két–három szintben kifejlődött mészkölencsék, valamint a helyenként közbetelepülő konglomerátum pa-

dok. Földtani alapszelvények: a Berenás I. és II., a Tarófőtől É-ra levő homokkőfeltárás, a Mártuskő és a Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás.

A Berenási tagozat palás agyag- és homokkőrétegei

A Szilvásvárad Aleurolitpalából – nehezen elhatárolható módon – fokozatosan fejlődik ki a Berenási tagozat kevésbé palásodott, egyenetlen felülettel törő, gradált szemcseeloszlás nélküli, nagyobb rétegvastagságú, többnyire kissé durvább szemcséjű, nagyobb homoktartalmú, helyenként homokkő kifejlődésű rétegsora. A fekvő aleurolitpalával szemben nagyobb a kalcit és a szericit tartalom, viszonylag kevesebb a plagioklász és a klorit mennyisége. Mészkölencsék a rétegsor felső részében találhatók.

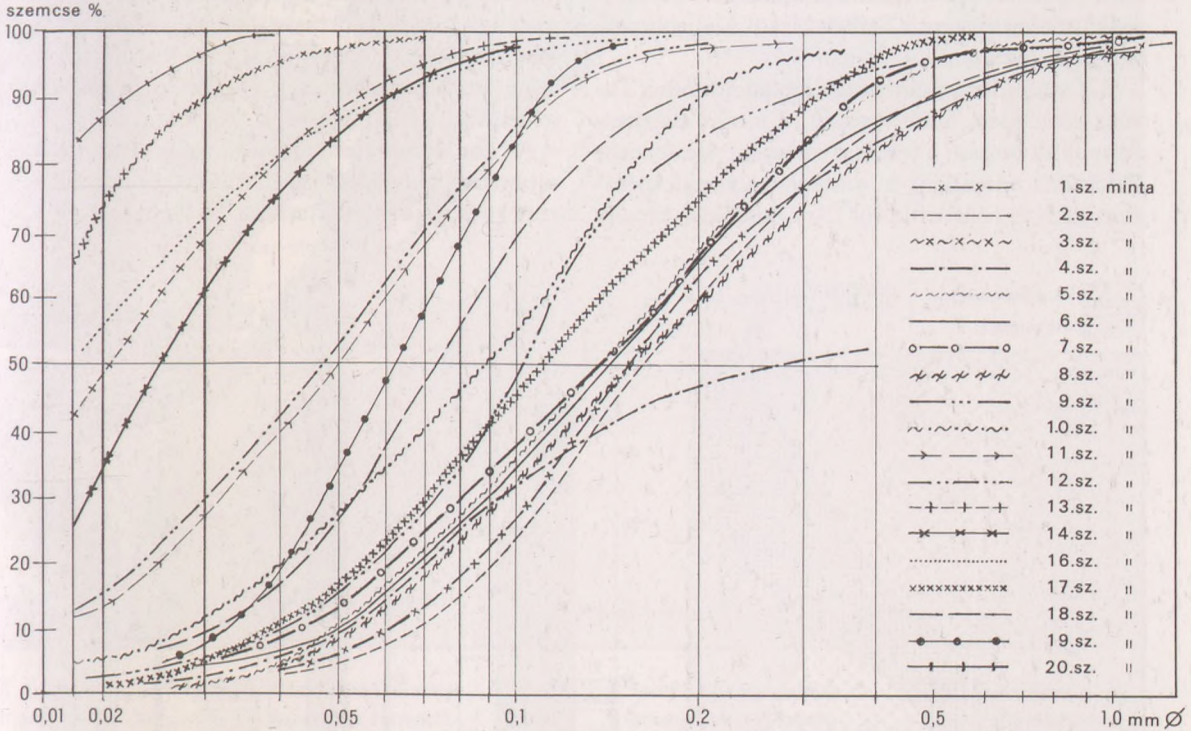
A Berenási tagozat palás agyag és homokkő rétegeinek típusjelvényét a Verebcevárra vezető erdészeti út részujében tanulmányozhatjuk (31). A szürke, mállottan barnásszürke homokkő rétegek vastagsága 5–15 cm között változik. Szemcseösszetételüket a 32. ábra kumulatív görbéi szemléltetik. A kőzet eredeti törmelékes üledék jellege (litikus arenit) még jól felismerhető, bár az ásványi összetételt a kőzetet ért anchimetamorfózis részben megváltoztatta és a dinamometamorf hatás a kőzetszövetet irányítottá tette. A törmelékeszemcsék túlnyomó része kvarc. Közepes, ill. kis gyakoriságú elegyrész a földpát; uralkodó mennyiségben plagioklász (oligoklász és albit) és csak alárendelten mikroklin. Közepes vagy kis mennyiségű a muszkovit, a kifakult biotit és a klorit. A törmelékeszemcséket cementáló anyag a metamorfózis hatására átkristályosodott: irányított szövetű, mikrokristályos szemcseméretű kvarc, szericit, klorit és albit. Járulékos ásványok az opak ércszemcsék, rutil, cirkon és turmalin. A törmelékesanyagot szolgáltatató kőzetfajták feltehetően a következők lehetnek: gneisz, csillámpala, kvarcfillit, kvarchomokkő és tűzkövet tartalmazó képződmény.

A gyér és roszszmegtartású ősmaradvány tartalom csak a mészkölencsék agyagpala környezetében dúsul jelentősebben: limonitos kéreggel körülvett apró növényi szártöredékek, Crinoidea nyéltagok, Bryozoák, Brachiopodák, Lamelli-branchiaták és Gastropodák lenyomatai és kőbe-



31 A Berenási tagozat törmelékes rétegszakasza a Verebcevár déli oldalán

M = 1 : 50



32 A Verebcevárra vezető erdészeti út részűjében feltárt Berenási rétegek szemcseeloszlási diagramja

lei, valamint magános korallak találhatók. Néhány *Fusulina* és *Trilobita* is előkerült.

Az eddig meghatározott ősmaradványok a következők: *Neuropteris* sp., *Hemifusulina moelleri* RAUSER, *Astartella* ? sp., *Aviculopecten* sp., *Pleurotomaria* sp., *Bellerophon* sp., *Paladin eichwaldi* FISCHER, *Linoproductus lineatus* (WAAGEN), *Chaoiella gruenewaldti* (KROTOW), *Avonia* cf. *echidniformis* (GRABAU), *Spirifer* cf. *zitteli* SCHELLWIEN, *Spirifer* sp., *Bryozoa*, *Poteriocrinus* sp., *Archaeocidaris urii* (FLEMING).

A felsorolt alakok közül a nagyvisnyói vasúti pálya 416 hektométere melletti feltárásból származó *Hemifusulina moelleri* RAUSER faj az alsó-

moszkvai emelet felső részére és a felsőmoszkvai alsó részére szorítkozik. A Berenási tagozat palás agyag és homokkőrétegeinek korát a felsőmoszkvaiban fellépő *Brachiopodák* határozzák meg pontosabban.

Tarófi Konglomerátum

A Berenási tagozat rétegsorában helyenként konglomerátum közbetelepülések találhatók. Megjelenésük a feltöltődő és az asturiai fázis szinorogén mozgásainak hatására differenciálódó medencealjzattal, valamint a szárazföldi háttér közelségével hozható kapcsolatba.

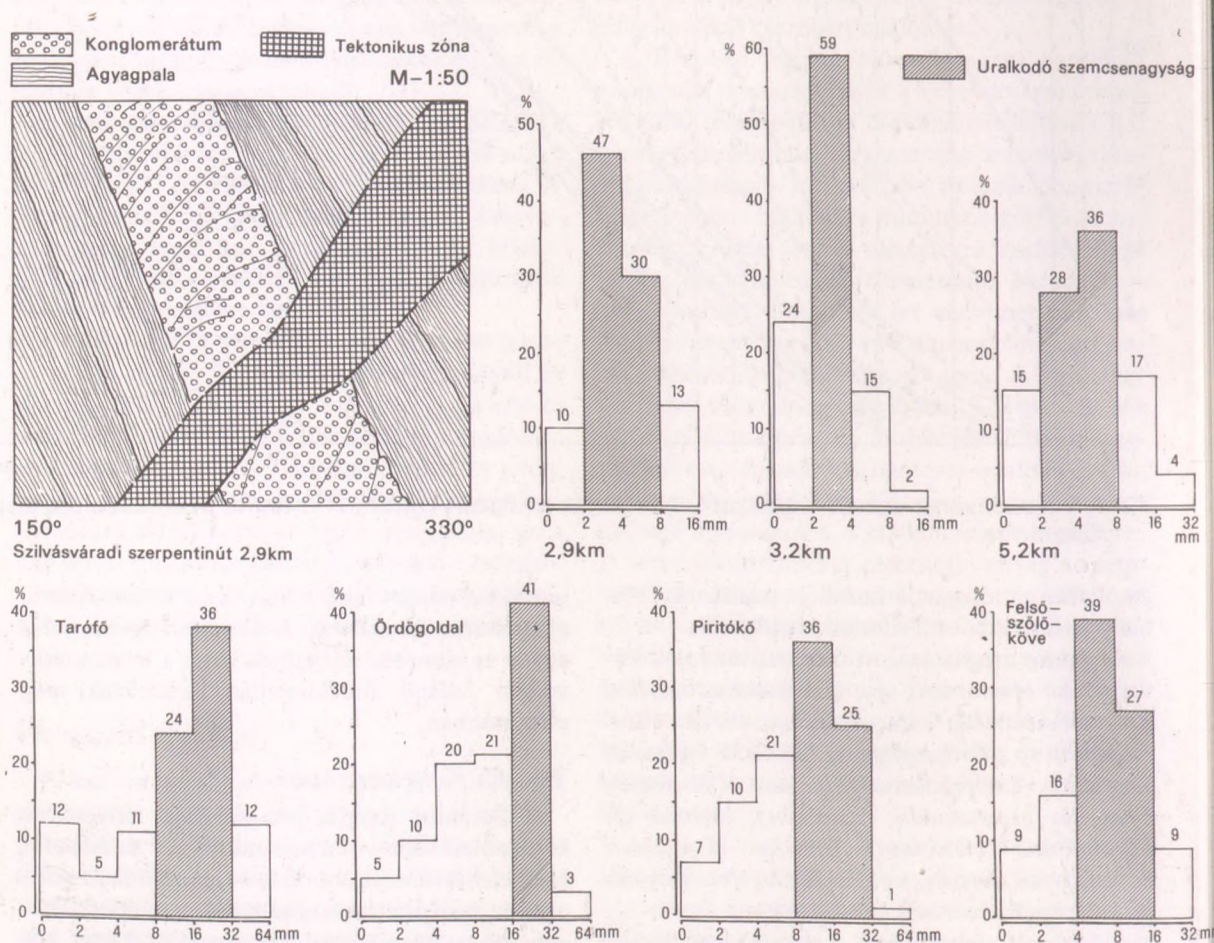
Agyagpalába települő konglomerátumlencsé-

ket ismerünk a Szilvásvár Szvd-1002 jelű fúrás közelében több ponton, valamint a Tótfaluvölgyben, a szilvásvárad szerpentinút mellett a 2,9 és 3,4 km-nél. Konglomerátum törmelék található a szerpentinút magasabb szakasza mentén (5,2 km-nél) a Rákmára déli oldalán. Ez utóbbiakat célszerű a Karni-Alpok Hochwipfeli Flis formációjába betelepülő „sziliciklasztos olisztosztrómák” analógiájaként a Szilvásvárad Aleurolitpala részének tekinteni.

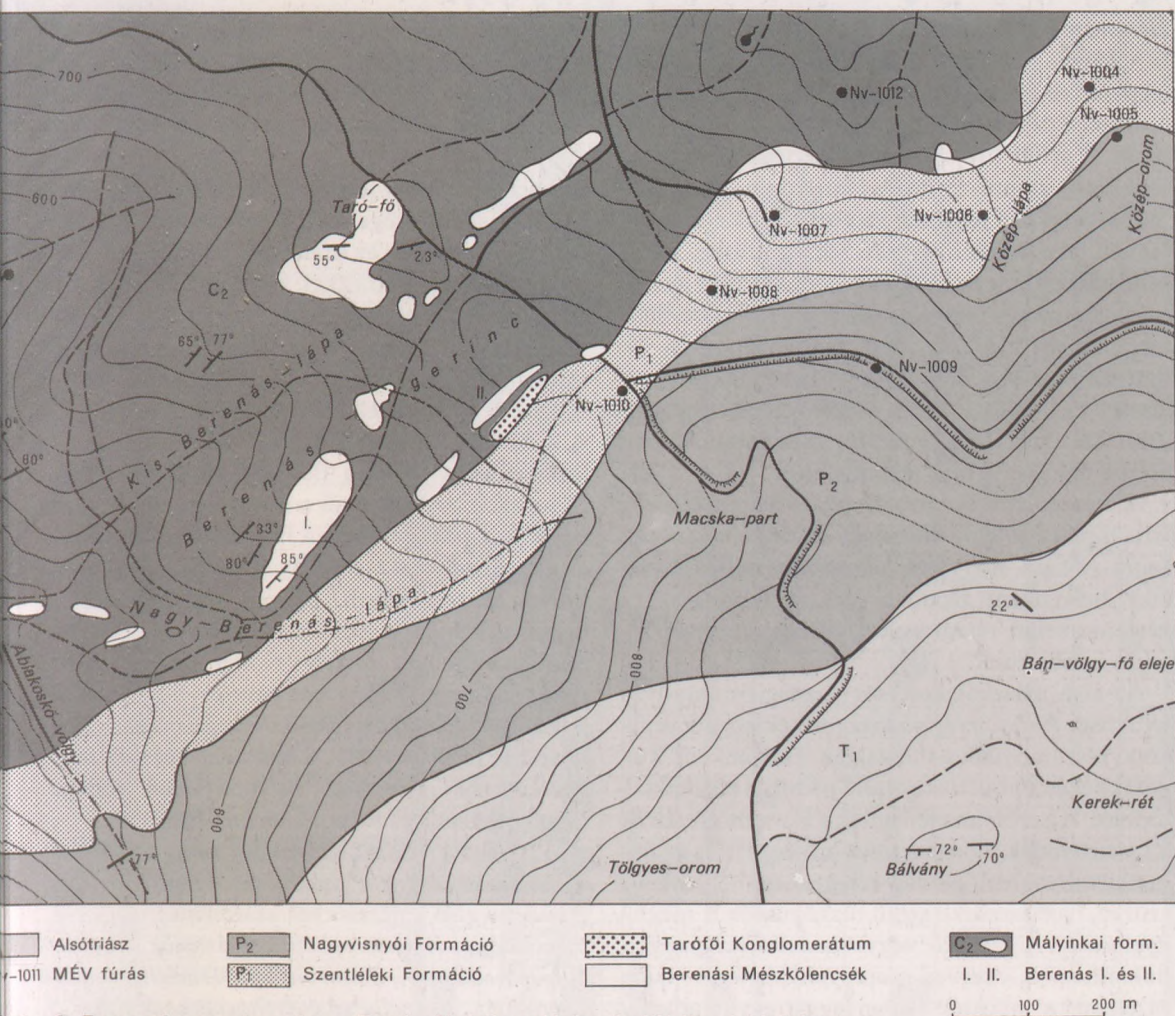
A Taróffői Konglomerátum típusfeltárása a Taróffő közelében, a Berenás II. földtani alapszelvény felső részén, a felsőmoszkvai mészkőlelencsék fedőjében települő 5 m vastagságú konglomerátum pad. A Mártus-kőtől É-ra homokkő-betele-

püléses mészkőlelencse fedőjéből származó darabjait ismerjük. A Dédesvártól északra, a Barócpatak nyugati oldalán lévő három kis mészkőlelencse közül kettőnek a fekvőjét alkotja lidites kvarckonglomerátum. A Felsőszőlőkőve É-D-i gerincének nyugati oldalán található konglomerátum fusulinidás felsőmoszkvai mészkőhöz kapcsolódik. Konglomerátum törmelék található a Csondró-völgy középső forráságában és a Somos-völgy felső részében. 162 m mélységben Taróffői Konglomerátumot harántolt a Nagyvisnyó Nv-1006 jelű fúrás.

A konglomerátum padok erősen koptatott, többnyire lekerekített és többé-kevésbé osztályozott kavicsokat tartalmaznak. A kavicsok anyaga



33 A Taróffői Konglomerátum feltárása a szilvásvárad szerpentinúton (2,9km-nél) és különböző feltárásokból vett minták szemcseösszetétel diagramjai



34 A Berénás-gerinc és a Taró-fő környékének földtani térképe

túlnyomórészt kvarc, metamorf kvarcit és metamokkó; alárendeltbben sötétszürke lidit és kovapala; található még ezenkívül kvarcporfir és intermedier vulkanit, valamint kristályospala.

A szilvásváradai serpentin-út menti konglomerátum feltárás szelvényét és további feltárások kavics-szemcseeloszlás diagramját a 33. ábra, közettani kifejlődését az [51]–[52] tábla szemlélteti.

A Berénási tagozat mészkölcenséi

A Berénási tagozat felső részében, két–három szintben, néhány métertől néhány tíz méter vas-

tagságú sajátos zátony-eredetű mészkölcensék sora jelenik meg. Ezek átvilágított, oxigénben dús, sekélytengeri környezetben, szerkezetileg differenciált és környezeténél magasabbra emelt aljazaton nagy mennyiségben élt mészvázú szervezetek mikritté és durvább bioklasztta szétetesett (alárendelten biohermaként megjelenő), helyben maradt, ill. áthalmozott anyagából keletkeztek. Földtani kifejlődésük, színük, rétegzettségük, ősmaradvány együtteseik és a bezáró-közbetelepülő közetfajták vertikálisan is, területileg is, nagymértékben eltérőek. Ennek alapján további tagolásuk valószínűsíthető.

Berenási Mészkölcensék

A Piszkótól a szentléleki Köpüs-tetőig terjedő felsőmoszkvai mészkölcenséket soroljuk ebbe a csoportba (Piszko, Éleskő-vár, Ölyves-völgy, Berenás, Tarófi (34), Darázkő-lápa, Kapu-bérc, Csikorgó, Köpüs-tető). A Háromkúti- és a Garadna-völgyben feltárt karbon mészkölcensék rétegtani tagolását a nagyfokú tektonizáltság, a közettség préselt és átkristályosodott jellege, valamint a részletes vizsgálatok hiánya egyelőre nem teszi lehetővé. A nagyfokú tektonizáltság és fedettség általában is okozója lehet annak, hogy az eredetileg valószínűleg összefüggőbb mészko szinteket (lásd Mte Auernig) túlságosan is lencsékre tagoltan látjuk magunk előtt.

A mészkölcensék réteges-pados kifejlődésűek, friss törési felületük általában sötétzöld színű (ami a szervesanyag-tartalomtól származik); helyenként azonban egészen világos szürkésfehér színű rétegtagokat, illetve rétegcsoportokat is ismerünk.

Az alsó mészkölcensé-sor gazdag ősmaradványokban. A zátonyépítő szervezetek között uralkodó részarányúak a mészalgák. Helyenként Rugosákból és Tabulatákból álló padok is közbeiktatódnak. Kísérőfauna jellegűek a Foraminiferák és a Gastropodák. Diagenetikus kovásodás és az ősmaradványokban gazdag rétegekben helyenként sötét, barnásszürke színű tűzkőgumók is megfigyelhetők. A mészko vegyi összetétele gyengén dolomitos. A szerves maradványok karbonátos vázelemei a mikrites alapanyaggal együtt általában átkristályosodtak, a mészko gyakran préselés nyomait viseli, de az eredeti közettség még jól felismerhető.

Az alsó mészkölcensé-sor típusfeltárása a Berenás I. mészkölcensé (35). Általánosan elterjedt sajátosságként a mészkölcensé kialakulását bevezető rétegek Crinoidea vázelemeket tartalmazó, átkristályosodott biomikrit kifejlődésűek. Lejtőn történt üledékfelhalmozódásra ill. rövid távú áttelepítésre utalnak a közbeiktató "autigén breccsa" padok. A bekérgezett mészalga töredékből, alárendelten Mollusca és Foraminifera vázából álló wackestone-packstone szövetű bioklasztit, mikropizoonolit, és végül a Berenási Mészkölcensékre különösen jellemző grainstone közetkifejlődés fokozatosan válik uralkodóvá. Figyelemre-

méltoak a mikrites-pátitos alapanyagban megfigyelhető dolomit romboéderek. A Rugosákból, Tabulatákból és Chaetetesekből álló boundstone csak egyes padokra korlátozódó kifejlődés. [53]–[56]

A felső szintbeli Berenási Mészkölcensék makrofossziliákban szegények. A mikrites, mikropátitos közetkifejlődés az uralkodó, Crinoidea-(Echinodermata-)vázelemekkel, kisforaminiferákkal és meghatározhatatlanul átkristályosodott biogén vázelemekkel. Egyes rétegekben Fusulinida fauna található; a Berenás II. mészkölcenséből Conodonták is előkerültek.

A Berenási Mészkölcensék felső szintjének jellegzetes képviselője a Berenás II. feltárás (36). Mikrofáciesére jellemző a mudstone-wackestone szövetű biomikrit, vagy a homokos-mikroonkoidos grainstone. Az alapanyag többé-kevésbé átkristályosodott mikrit. Biogén elemei Mollusca héjtöredékek, Foraminiferák, mészalgák. A fő közetalkotó elemek mikro- ritkán pizoonkoidok. A kvarchomok mennyisége változó; a Berenás II. feltárásban jelentős homokkő rétegcsoport közbeiktatás található [57]. A homokkő rétegek felett kvarchomok mátrixú, olisztosztróma jellegű, mészkobreccsa padokat ismerünk [51]B.

A Berenási Mészkölcensékből eddig a következő ősmaradványokat határozták meg (túlnyomó részük az alsó lencsesorból származik):

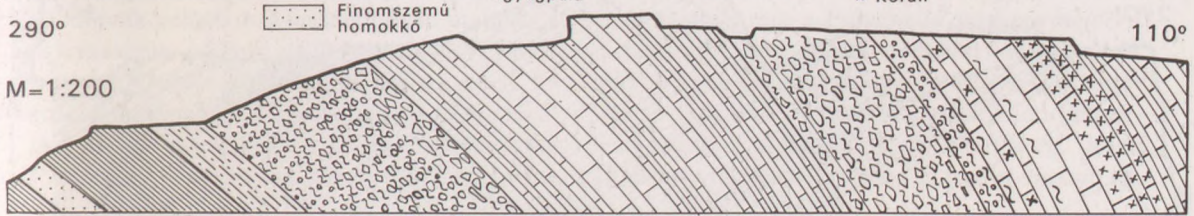
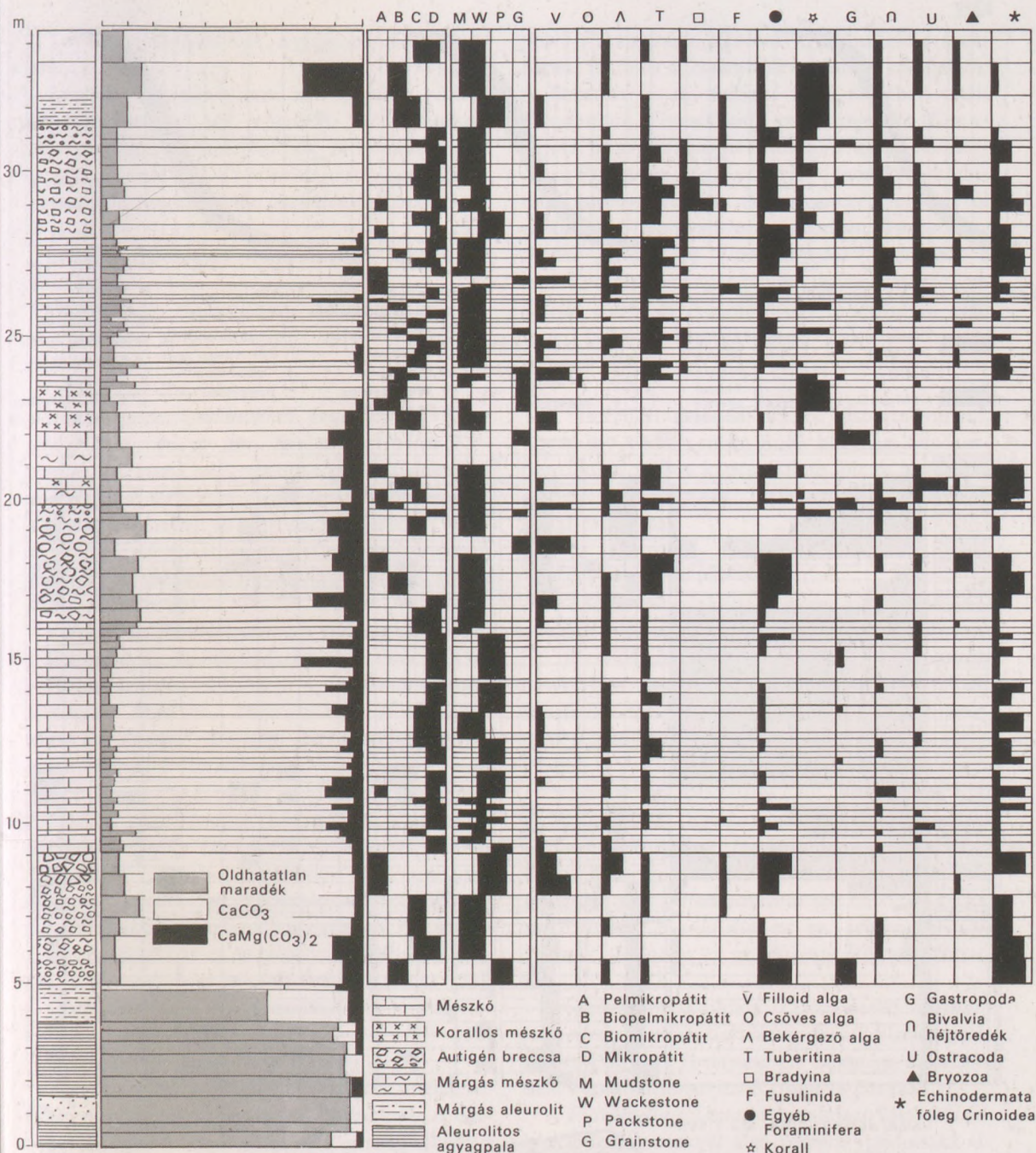
mészalga: *Anthracooporella spectabilis* PIA, *Oligoporella?* sp., *Ivanovia* sp., *Dvinella comata* CHVOROVA, *Dvinella* sp., *Archaeolithophyllum* cf. *missouriense* JOHNSON, *Osagia* sp. [53]–[54]A

Foraminifera: *Tuberitina* sp., *Eotuberitina* sp., *Bradyina* sp., *Tetrataxis* ex gr. *conica* EHRENBERG. [54]

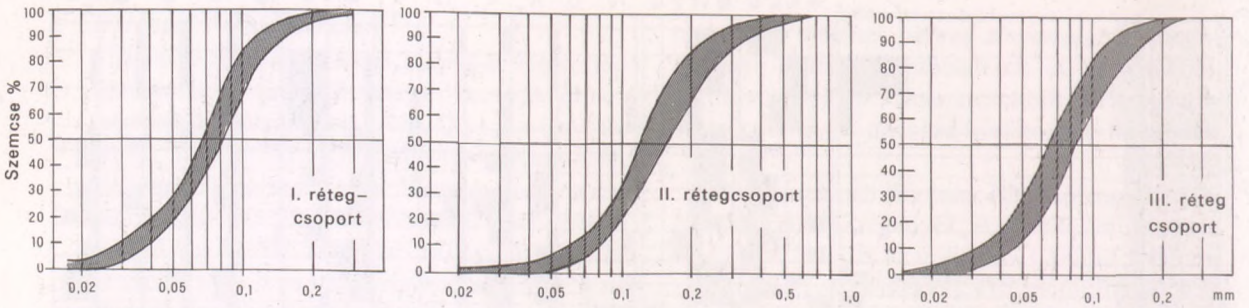
Két eltérő Fusulinida együttes:

A) Több lelőhelyről: *Fusulina* ex gr. *elegans* RAUSER et BELJAEV, *F. kamensis* SAFONOVA, *Fusulinella* ex gr. *bocki* MOELLER, Fn. cf. *schwagerinoides* DEPRAT, Fn. *schwagerinoides schwagerinoides* DEPRAT, *Fusiella* sp., *Pseudoendothyra pseudo-sphaeroidea* (DUTKEVICH), *Pseudostaffella* sp., *Pseudotriticites* sp. [54]

B) A Berenás II. sz. feltárásból: *Fusulina* sp., *Ozawainella* ex gr. *angulata* (COLANI), *O.* ex gr. *mosquensis* RAUSER, *O.* ex gr. *rhomboidalis* PUTRJA, *Pseudostaffella* sp.



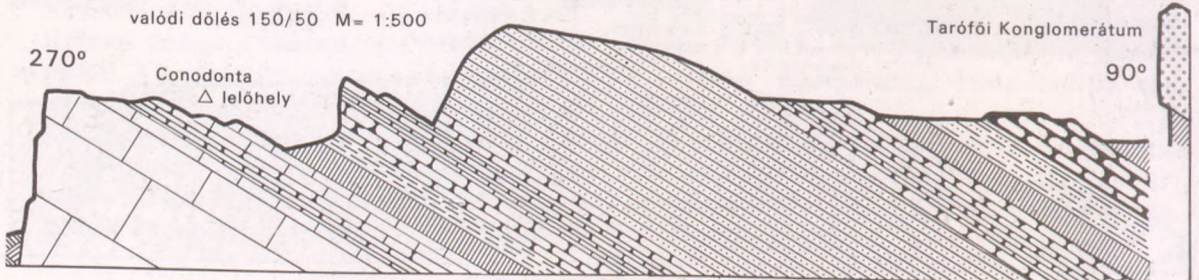
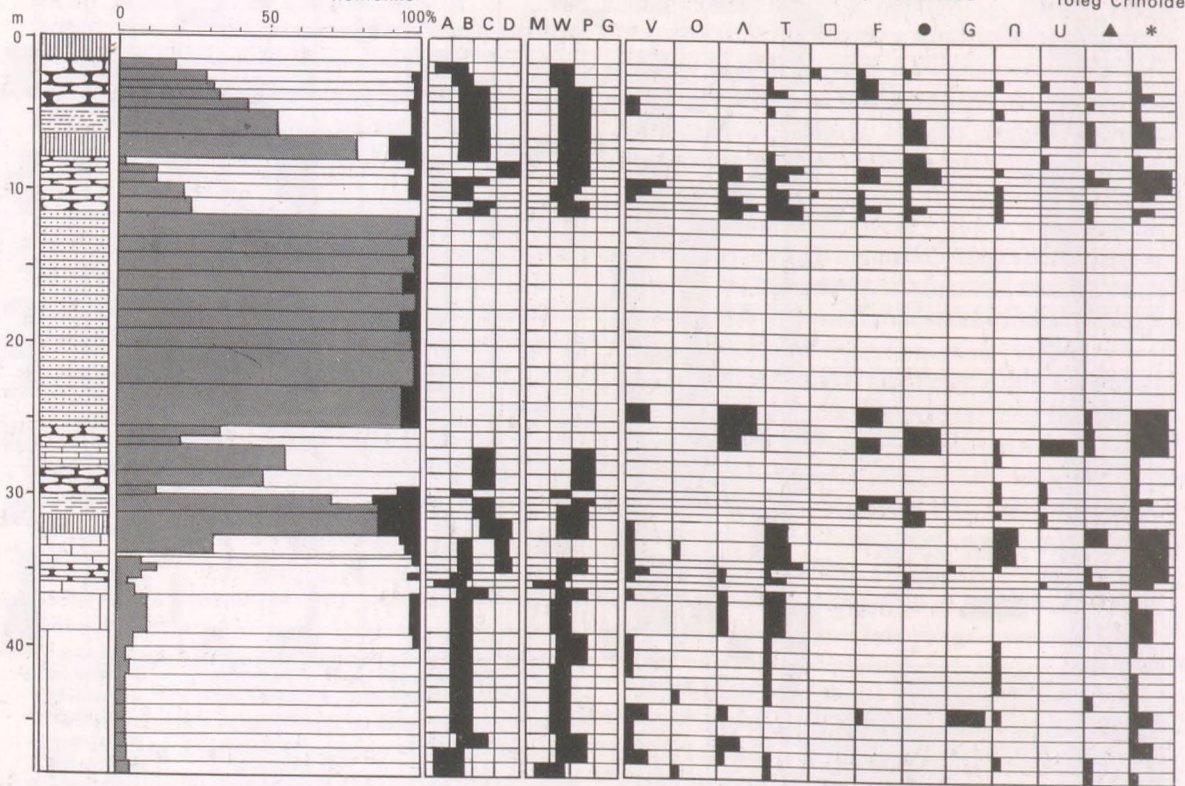
35 Az I.sz. berenási mészkőlencse földtani metszete és vizsgálati adatai



A törmelékanyag kummulatív görbéi

- Oldhatatlan maradék
- Agyagos aleurolit
- Konglomerátum
- CaCO₃
- Aleurolit
- Gumós-breccsás mészkő
- CaMg(CO₃)₂
- Finom szemű homokkő
- Mészkő

- A Pelmikropátit
- G Grainstone
- Egyéb Foraminifera
- B Biopelmikropátit
- V Filloïd alga
- G Gastropoda
- C Biomikropátit
- O Csöves alga
- G Bivalvia
- D Mikropátit
- Λ Bekérgező alga
- U Ostracoda
- M Mudstone
- T Tuberitina
- ▲ Bryozoa
- W Wackestone
- Bradyina
- * Echinodermata főleg Crinoidea
- P Packstone
- F Fusulinida



36 A II.sz. berenási mészkőlencse, a Berenási tagozat felső részének típuszselvénye

Tabulata: *Auloporacea*, *Syringoporacea*, *Chaetetida*. [54]–[55]

Rugosa: *Campophyllum* sp., *Caninia nikitini* STUCKENBERG, *C.* cf. *ruprechtii* STUCKENBERG, *Corwenia* sp., *Dibunophyllum* aff. *mülleri* HERITSCH, *D. yuei* CHI, *Lithostrotion* sp., *Lonsdalei-astraea* sp., *Lonsdaleoides buekkiensis* KOLOSVÁRY. [55]

Lamellibranchiata: *Sanguinolites angustatus* (PHILLIPS).

Gastropoda: *Holopella* sp., *Loxonema* sp., *Macrochilina* sp., *Naticopsis* sp., *Trachydomia wheeleri* (SWALLOW).

Ostracoda: *Bairdia* sp.

Brachiopoda: *Chaoiella* cf. *gruenewaldti* (KRO-TOW), *Choristites* sp. div., *Dielasma* cf. *plica* (KURTORGA), *Dielasma millepunctata* HALL, *Echinoconchus elegans* (MC COY), *Isogramma paotchowensis* (GRABAU et CHAO), *Linoproductus lineatus* (WAA-GEN), *Phricodothyris asiatica* (CHAO), *Spirifer* cf. *carnicus grandis* SCHELLWIEN, *Sp. zitteli* SCHELLWIEN, *Spirifer* sp. [56]

Crinoidea: *Poteriocrinus* sp. nyéltagok. [56]

Echinoidea: *Archaeocidaris rossica* (BUCH). [56]

Holothuroidea scleritek: *Eocaudina* cf. *septaforaminalis* MARTIN, *Protocaudina hexagonaria* MARTIN, *Theelia robertsoni* (ETHERIDGE), *Microantyx traquairii* (ETHERIDGE).

Conodonta: (a Berenás II. feltárásból) *Diplognathodus coloradoensis* (MURRAY et CHRONIC), *Streptognathodus excelsus* (STAUFFER et PLUMMER), *Sgn. gracilis* (STAUFFER et PLUMMER), *Streptognathodus* sp., *Gondolella clarki* KOIKE, *Idiognathodus magnificus* STAUFFER et PLUMMER, *I. arenati* BARSKOV et ALEKSEEV, *I. delicatus* GUNNELL, *Neognathodus columbiensis* (STIBANE) [58].

Chondrichthyes: *Xenacanthus* sp. és primitív Hybodontidae (fogak). [58]

Osteichthyes fogak és pikkelyek.

Az ősmaradványok normális sósvízű, meleg sekélytengeri bentosz együttest képviselnek. A Crinoideák, valamint a Fusulinidák és még inkább a Conodonták pelágikus körülményekre utalnak; a Dasycladaceák, a filloid algák és a telepes korallok sekélyebb vizek. Általában a hullámverési öv alatti, közepes energiájú viszonyok a jellemzők.

A biosztratigráfiai tagolásra legalkalmasabbak a Fusulinidák. A *Fusulina elegans* RAUSER et BEL-

JAEV, *F. kamensis* SAFONOVA, *Fusulinella bocki* MOELLER fajok a felsőmoszkvai fontos szintjelzői. A Berenás II. sz. feltárás felső részében talált Fusulinidák: *Ozawainella* ex gr. *angulata* (COLANI), *O.* ex gr. *mosquensis* RAUSER, *O.* ex gr. *rhomboidal* PUTRJA és *Pseudostaffella* a moszkvai–kaszimovi határra utalnak. Az ugyanezen lelőhelyről előkerült *Streptognathodus excelsus*, *Streptognathodus gracilis* és *Idiognathodus magnificus* a moszkvai emelet végén lép fel, ugyanakkor a *Gondolella clarki* és *Neognathodus columbianus* nem terjed túl a felsőmoszkvain. Végül a Brachiopodák egy része is a felsőmoszkvai emeletre jellemző.

A Berenási Mészkölcensék ősmaradványai, ugyanúgy, mint a többi Bükk hegységi felsőkarbon fauna, szoros kapcsolatban állnak a délalpi, dinári, spanyolországi, kelet-európai és közép-ázsiai faunákkal.

Cakókői Mészkölcensék

A dédesvári szinklinális perm képződményeinek déli és nyugati peremén, a Szentléleki formáció fekvőjében, feltehetően elnyírt, elvonszolt helyzetben figyelemre méltó Fusulinida faunát tartalmazó felső-moszkvai mészkölcenséket ismerünk (Cakó-kő, Piritó-kő, Dédesvár Ny-i oldala). [59]A

Cakó-kő: *Ozawainella* sp., *Pseudostaffella* cf. *sphaeroidea* (EHRENBERG), *Ps.* ex gr. *sphaeroidea* (EHRENBERG), *Fusulinella colaniae* LEE et CHEN, valamint *Anthracoporella spectabilis* PIA, *Bradyina* sp., *Paleotextularia* sp.

Piritó-kő: *Fusulinella* ex gr. *schwagerinoides* DEPRAT, *Fusulina* ex gr. *distenta* ROTH et SKINNER.

Dédesvár Ny-i oldala: *Ozawainella angulata* (COLANI), *Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides* DEPRAT, *Bradyina* cf. *samarica* REITLINGER, *Fusulina samarica* RAUSER et BELJAEV.

A *Fusulinella colaniae*-t tartalmazó cakó-kői fauna a felsőmoszkvai alsó részére (podolszki al-emelet) utal; míg a *Fusulinella schwagerinoides*-t tartalmazó piritó-kői és dédesvári mészkölcensék inkább a felsőmoszkvai felső (mjacskovói) al-emeletébe tartoznak. A Fusulinidaek mellett helyenként korallok is találhatóak: *Chaetetida* sp. indet, *Dibunophyllum muelleri* HERITSCH, *Polythecalis* sp.

Táblamagyarázatok [53] – [58]

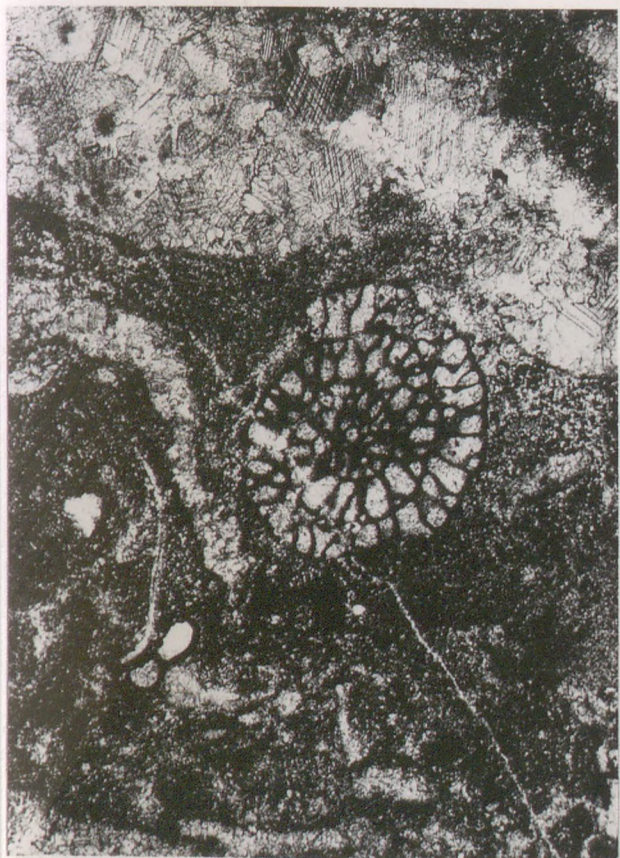
- [53] Ősmeradványok az I. sz. berenási mészkő-lencséből I.
- A Filloid alga: *Ivanovia* sp., 1,5 ×
 B *Anthracoporella spectabilis* PIA, 1 ×
 C Az „A” képen bemutatott filloid algás kőzetminta vékonycsiszolati képe; átkristályosodott filloid alga vázelemek, valamint *Fusulinida* és *Tuberitina* sp., 35 ×
 D A „B” képen bemutatott kőzetminta vékonycsiszolati képe: *Anthracoporella spectabilis* PIA, 8 ×
- [54] Ősmeradványok az I. sz. berenási mészkő-lencséből II.
- A₁–A₂ *Dvinella comata* CHVOROVA, 34 ×
 B *Tubiphytes* sp., 3 ×
 C *Bradyina* sp. és *Fusulinella* sp., 15 ×
 D *Pseudostaffella* sp., 83 ×
 E *Waagenella* sp. (Spongia), 3 ×
 F *Syringopora* telep (S), tűzkőgumó (T), algás réteg (A), 1 ×
 G *Lithostrotion* sp. (L) telepre ránőtt *Syringopora* (S) és *Chaetetes* (C) telepek természetes nagyság
- [55] Ősmeradványok az I. sz. berenási mészkő-lencséből III.
- A *Syringopora* sp., A₁ természetes nagyság, A₂ 2,5 ×
 B *Chaetetes* sp., 3 ×
 C₁–C₂ *Caninophyllum* sp., természetes nagyság
 D₁–D₂ *Caninophyllum* sp., természetes nagyság
- [56] Ősmeradványok az I. sz. berenási mészkő-lencséből (és a bezáró agyagpalából) IV.
- A *Michelinia* sp., 3 ×
 B₁–B₃ *Trachydomia wheeleri* (SWALLOW), 2 ×
 C *Sanguinolites angustatus* (PHILLIPS), 2 ×
 D₁–D₃ *Dielasma millepunctata* HALL, 1,5 ×
 E *Spirifer zitteli* SCHELLWIEN, 1,5 ×
 F₁–F₃ *Dielasma* cf. *plica* KUTORGA, 2 ×
 G *Linoproductus lineatus* (WAAGEN), 1 ×
- H *Poteriocrinus* sp., 1 ×
 I *Archaeocidaris rossica* (BUCH) primer túske, 3 ×
- [57] A II. sz. berenási mészkő-lencse kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe
- A Foltosan átkristályosodott, foraminiferás (*Bradyina* sp. „B”, *Eotuberitina* sp. „E”) biomikropátit (wackestone), 14 ×
 B Kvarcsezemcséket tartalmazó fusulinás, krinoideás, bioinframikropátitos mészkő, 14 ×
 C Osztyályozott, gyengén koptatott kvarchomokkő, 86 ×, + N
 D Limonitos kvarchomokkő, Crinoidea nyéltagokkal, 14 ×
- [58] Ősmeradványok (Halfogak, Holothuroidea sclerit és Conodonta fauna) a II. sz. berenási mészkő-lencséből (KOZUR, H.)
- A *Xenacanthus* sp., halfog (*Chondrichthyes*) 40 ×
 B Halfog (*Hybodontidae*, *Chondrichthyes*) 60 ×
 C *Eocaudina* cf. *septaforaminalis* MARTIN 170 ×
 D *Streptognathodus gracilis* (STAUFFER et PLUMMER), D₁ felülnézet 120 ×, D₂ felülnézet 100 ×, D₃ oldalnézet 100 ×
 E *Neognathodus columbiensis* (STIBANE) felülnézet 72 ×
 F *Idiognathodus magnificus* STAUFFER et PLUMMER
 F₁ felülnézet 100 ×, F₂ oldalnézet 78 ×
 G *Gondolella clarki* KOIKE felülnézet (hátulsó vége letörött) 150 ×
 H *Streptognathodus excelsus* (STAUFFER et PLUMMER), felülnézet 60 ×
 I *Diplognathodus coloradoensis* (MURRAY et CHRONIC), I₁ felülnézet 220 ×, I₂ oldalnézet 150 ×
 J Hindeodelliform elem *Idiognathodus*-ból, vagy *Streptognathodus*-ból 72 ×



A



B



C



D



A1



A2



B



C



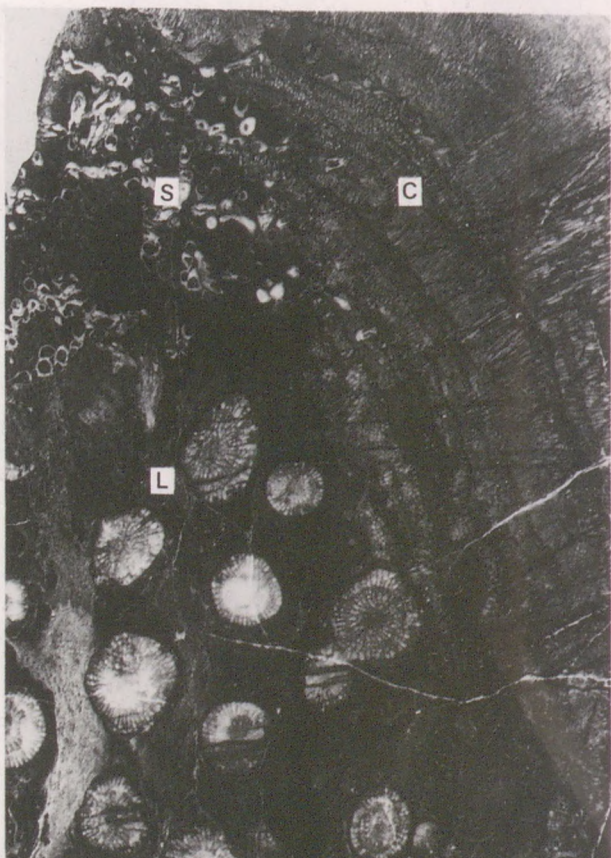
D



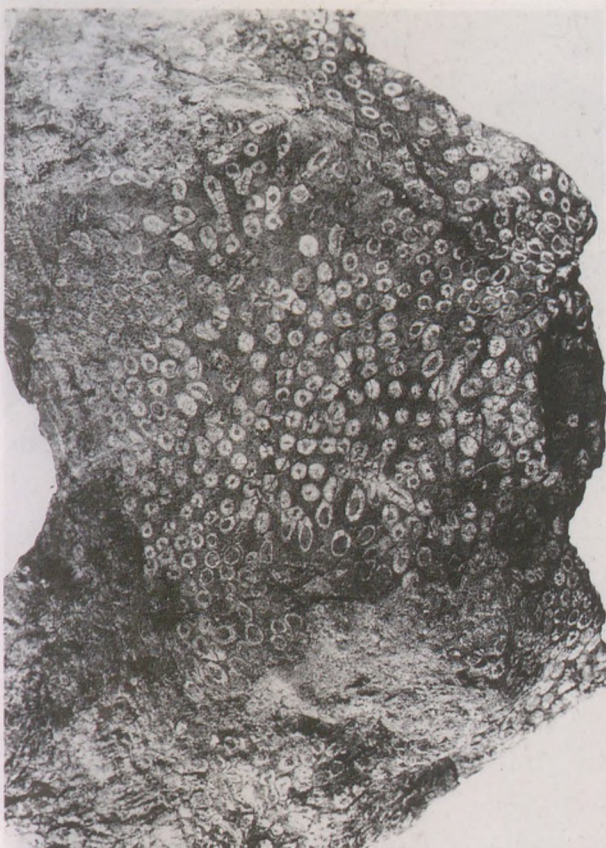
E



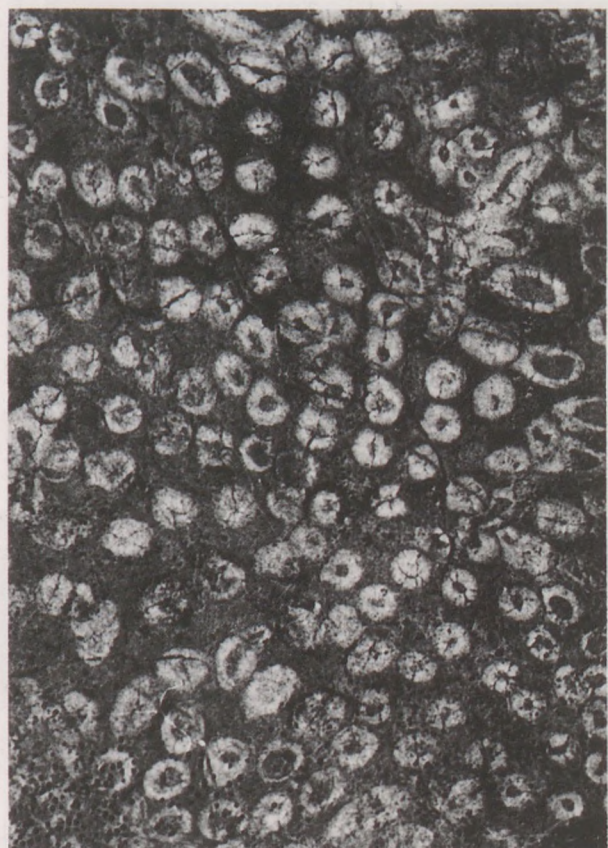
F



G



A1



A2



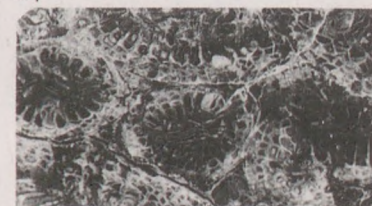
B



C1



D1



C2



D2



A



B1



B2



B3



C



D1



D2



D3



E



F1



F2



F3



G



H



I



A



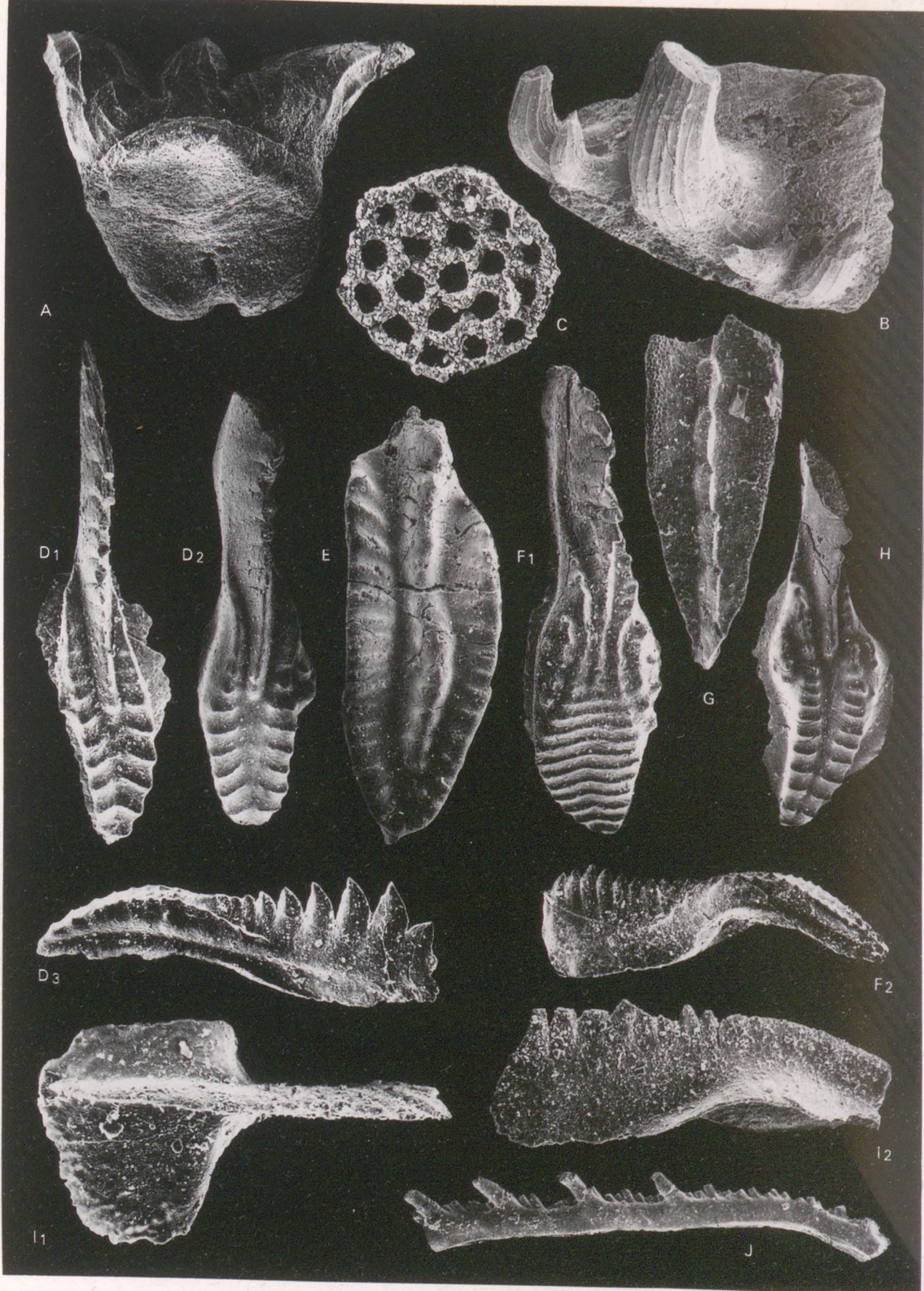
B



C



D



Mártuskői Mészkölcensék

A dédesvári szinklinális déli szárnyán, a Mártus-kőtől [59]B a Nagy-völgyig, számos felsőkarbon mészkölcense található. Jellemző vonásuk, hogy makrofossziliát nem tartalmaznak és mikrofossziliában is igen szegények. Eddig mindössze rossz megtartású, apró mészalga töredékek, néhány Foraminifera (*Pseudoendothyra*, *Eotuberitina*), néhány Gastropoda átmetszet és Crinoidea vázelemek voltak meghatározhatók.

A Mártuskői Mészkölcensék rétegei általában szürke-sötétszürke színűek, többnyire vékonyrétegűek, de vastag mészköpadok is találhatóak. Jellemző a meszes és agyagos üledékek mészköttől a márgáig váltakozó arányú keveredése és a különböző mennyiségű homoktartalom, ill. mészköttőanyagú homokkőrétegek megjelenése. A mészkörétegek oldási maradékában uralkodó mennyiségű a kvarc és a plagioklász, alárendelt a filloszilikátok mennyisége. A mészkörétegekben a kalcit mellett kevés dolomit is található. Négy jellegzetes feltárásuk földtani szelvényeit a 37. ábra szemlélteti. [60]

Vékonycsiszolatok tanulmányozása alapján a Mártuskői Mészkölcensék biogén vázelemekben igen szegények (néhány porcelán vázú Foraminifera és Crinoidea vázelem), nagyjából inekvigranuláris, finoman átkristályosodott mikrofáciesű mészkörétegekből állnak. A minták többségében autigén földpát és kvarc szemcsék figyelhetők meg. Néhány mintában bekérgezett szemcsék és mikroonkoidok is találhatóak.

A Mártuskői Mészkölcensék keletkezési viszonyai feltehetően eltértek a Berenási Mészkölcensékétől. A bioklaszt hiánya, ill. mikrites szemnagysága, az agyag és homoktartalom változatos részaránya, esetenként szabályos ingadozása, mészköttőanyagú homokkőrétegek fellépése és az egyes rétegekben megfigyelhető mikroonkoidok – áramlás révén áthalmozott mésziszapnak és egyéb üledékanyagoknak a keletkezési környezeténél mélyebb helyen való felhalmozódására utalnak.

Nagyvisnyói Mészkölcensék

Mályinkától Ny-ra (az Alsó- és Felsőszőlőköve, a Körtvélyszertől Ny-ra levő domb K-i oldalán), valamint Nagyvisnyó és Dédestapolcsány között (a vasúti bevágás 416-os és 420-as hektométeré-

nél, a Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágásban, a Somos-völgy és az Ala-völgy feltárásaiban, a Szalacsi-kő és környékén, a Dezső-kőn, valamint a dédesi Templomdombon) ősmaradványokban gazdag felsőkarbon mészkölcenséket ismerünk. Jellegzetes vonásuk az agyagos-márgás kifejlődés és az ősmaradványokban viszonylag gazdag kísérő agyagpala rétegek. Típusfeltárásuk a Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás (38), [61].

A típusfeltárás mészkölcenséjének kifejlődésére jellemző a filloid algás biomikrit mikrofácies (filloid vörös algákat és bekérgező kékalgákat tartalmazó boundstone, mikrites mátrixban). Az alapanyag a többlépcsős átkristályosodás eredményeként helyenként pseudopátit. A biogén elegyrészek jelleget adó része a filloid algák (10–15%). Átkristályosodott pátitos kitöltésük miatt közelebről nem határozhatók meg. A Cyanophyta (?) eredetű, 100–500 µm vastagságú mikritkéreg szinte minden elegyrész körül kialakult (20–30%). Az 1% alatti mennyiségben található kísérő fauna jellegzetes elemei a porcelán vázú kisforaminiferák (*Eotuberitina*-, *Nodosaria*- és *Endothyra*-félék), Rugosa, Brachiopoda-, Bryozoa- és Trilobita-vázelemek, Ostracoda héjak, Echinodermata töredékek és mikroproblematikumok (*Tubiphytes obscurus* MASLOV, *T. carinthiacus* (E. FLÜGEL)).

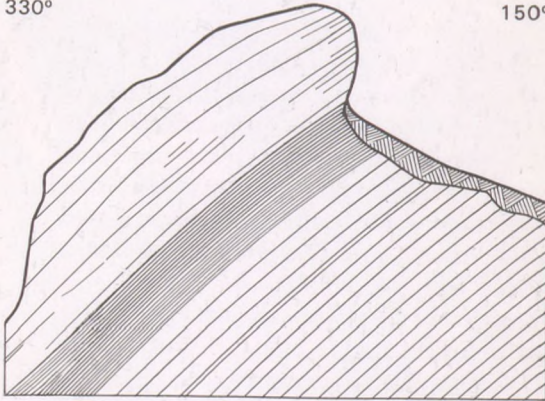
Az ősmaradványok változatossága alapján az üledékképződési környezet normális sótartalmú, jól szellőzött, meleg sekélytengernek a hullámverési öv alatti közepes kis energiájú zónája lehetett. A filloid algák által alkotott „bozót” lecsökkentette a vízáramlás sebességét és ez lehetővé tette a mikrit lerakódását, ill. helybenmaradását (mudmound = iszapdomb). A mindent beborító, valószínűleg kékalga eredetű kalcitkéreg nagymértékben hozzájárult a „zátony” megszilárdulásához, fennmaradásához.

A mályinkai és a nagyvisnyói mészkölcensékből gyűjtött kőzetminták vékonycsiszolataiban a filloid algás biomikrit mikrofáciesen kívül még a következő mikrofácies-típusokat találtuk: filloid algás onkoidos grainstone, átkristályosodott biomikrit Foraminiferákkal, boundstone. [62]–[63]

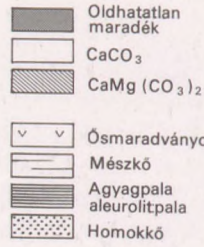
Az eddig előkerült és meghatározott ősmaradványtartalom együttesen a következő:

Növénymaradványok: *Neuropteris* sp.

330°



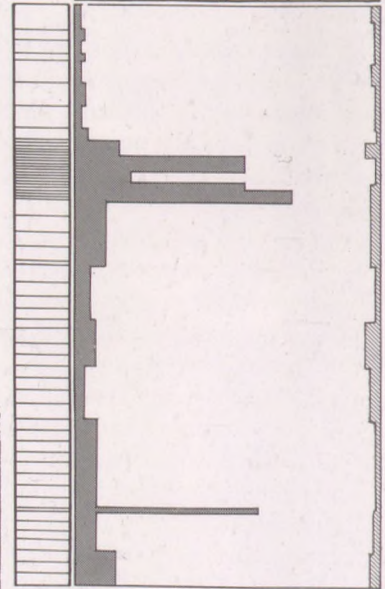
150°



M=1:200

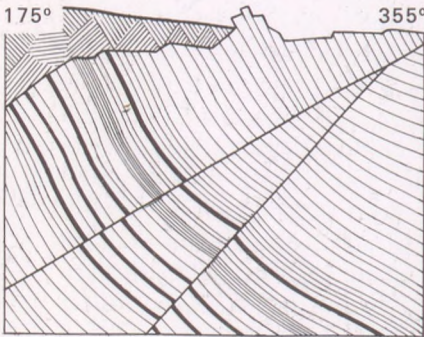
Mártuskői útbevágás

0 50 100%

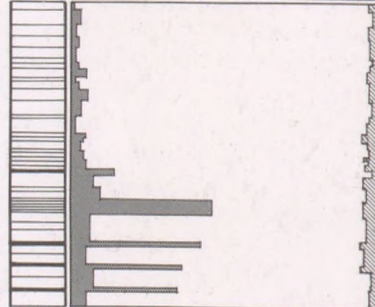


175°

355°

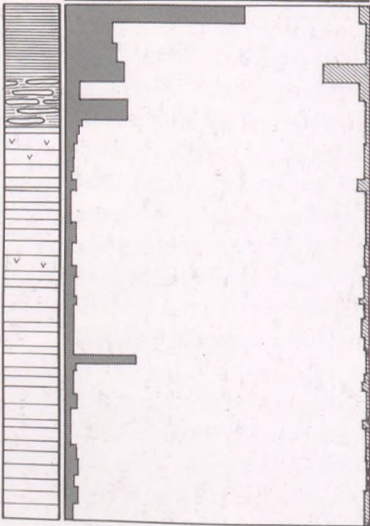


0 50 100%

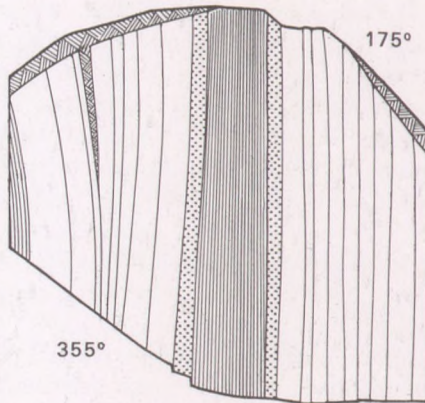


Taró-völgy Ny-i oldal M=1:90

0 50 100%



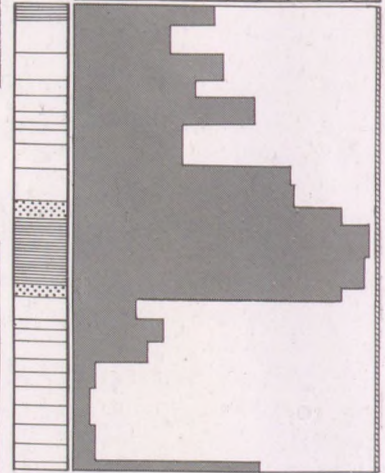
175°



355°

Bánvölgy K-i oldal III. M=1:50

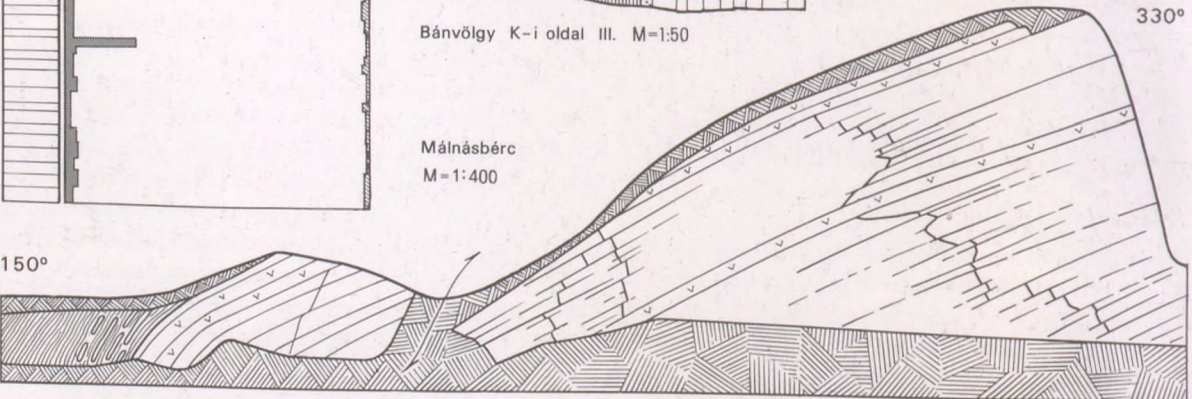
0 50 100%



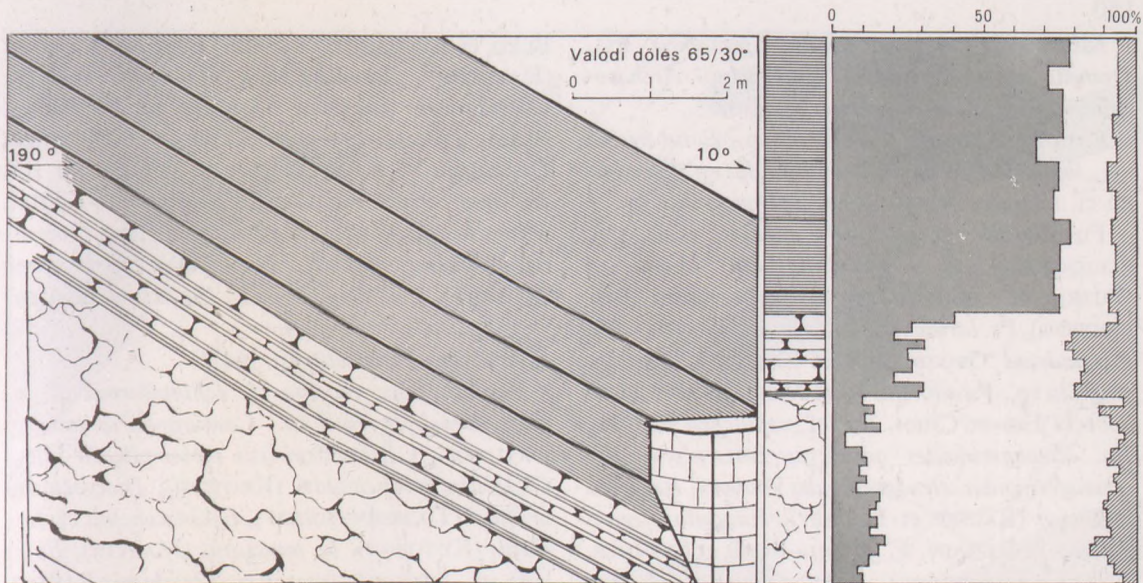
330°

Málnásbérc
M=1:400

150°



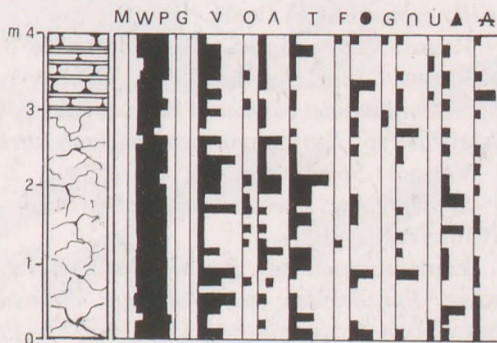
37 Mártuskői Mész-kőleńcsék földtani szelvényei és vizsgálati adatai



- Karbonátos agyagpala
- Dolo- és mészmárga
- Anthracoporellás mészkő
- $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
- CaCO_3
- Oldhatatlan maradék

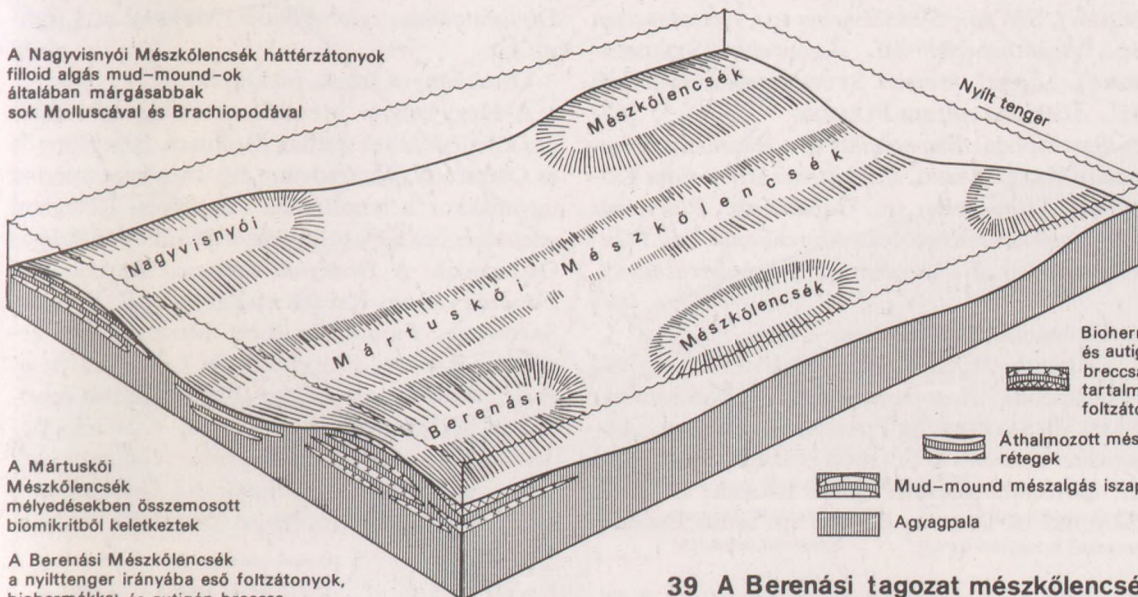
- M Mudstone
- W Wackestone
- P Packstone
- G Grainstone

- V Filloíd alga
- O Csöves alga
- Λ Bekérgező alga
- T Tuberitina
- F Fusulinida
- Egyéb Foraminifera
- G Gastropoda
- U Molluszka héjtöredék
- Π Ostracoda
- ▲ Bryozoa
- ▲ Echinodermata főleg Crinoidea



38 A Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás nyugati oldala

A Nagyvisnyói Mészkőlelencsék háttérzátanyok filloíd algás mud-mound-ok általában márgásabbak sok Molluscával és Brachiopodával



A Mártuskői Mészkőlelencsék mélyedésekben összerosott biomikritből keletkeztek

A Berenási Mészkőlelencsék a nyílttenger irányába eső foltzátányok, biohermákkal és autigén breccsa közbetelepülésekkel

39 A Berenási tagozat mészkőlelencséinek keletkezési modellje

Mészalgák: *Anthracoporella spectabilis* PIA, *Dvinella comata* CHVOROVA, *Ivanovia* sp., *Archaeolithophyllum* cf. *missouriense* JOHNSON.

Kisforaminiferák: *Tuberitina* sp., *Eotuberitina* sp., *Eolasioidiscus* sp., *Glomospiroides* sp., *Bradyina* cf. *samarica* REITLINGER, *Spongiperfida* sp.

Fusulinidák: *Ozawainella angulata* (COLANI), *Ozawainella* sp., *Pseudostaffella umbilicata* (PUTRJA et LEONTOVICH), *Ps. sphaeroidea* (EHRENBERG), *Ps. larionovae* RAUSER et SAFONOVA, *Ps. subquadrata* GROZDILOVA et LEBEDEVA, *Pseudostaffella* sp., *Fusulinella bocki* MOELLER, *Fn. pseudobocki* LEE et CHEN, *Fn. cf. eopulchra* RAUSER, *Fn. schwagerinoides adjunctus* SHLYKOVA, *Fn. schwagerinoides schwagerinoides* DEPRAT, *Beedeina samarica* (RAUSER et BELJAEV), *Fusulina elegans* RAUSĚR et BELJAEV, *F. distenta* ROTH et SKINNER, *F. kamensis* SAFONOVA, *F. safonovae* RAUSER, *Fusiella typica* LEE et CHEN. [64]

Rugosa: *Corwenia* sp., *Caninia nikitini* STUKENBERG, *C. sp.*, *Polythecalis* sp., *Caninophyllum* sp., *Lonsdaleoides bükkensis* KOLOSVÁRY, *Lonsdaleiastraea* sp., *Syringoporacea*, magános korallók.

Vermes: *Spirorbis* sp.

Scaphopoda: *Laevidentalium* cf. *priscum* (MÜNSTER)

Lamellibranchiata: *Parallelodon vadászi* RAKUSZ, *Parallelodon* sp., *Schizodus* cf. *wheeleri* SWALLOW, *Astartella bükkiana* RAKUSZ, *Pseudamussium pusillus* SCHLOTHEIM, *Streblochondria laevigata* M'COY, *Str. aff. ufaënsis* (TSCHERNYSCHEW), *Str. sp.*, *Syncyclonema* sp., *Aviculopecten* sp., *Acanthopecten* aff. *elegantulus* (STUCKENBERG), „*Lima*” *krotowi* STUCKENBERG, *Entolium* sp., *Allorisma sulcata* FLEMING [67]

Gastropoda: *Euomphalus* sp., *Bucania* aff. *moravica* KLEBELSBERG, *Raphistoma* aff. *radians* KONINCK, *Straparollus* sp., *Capulus* sp., *Platyceras* aff. *compressus* KONINCK, *Murchisonia* sp., *Pleurotomaria* sp., *Bellerophon* sp. *Omphalotrochus* sp. [67]

Cephalopoda: *Orthoceras* ? sp.

Trilobita: *Paladin eichwaldi* (FISCHER) [67]

Ostracoda: *Acanthoscapha* sp. sensu BECKER; BLESS et SÁNCHEZ DE POSADA, *Acratia* sp., *Amphissites centronotus* (ULRICH et BASSLER), *Bairdia* cf. *auriculata* KNIGHT sensu BECKER; BLESS et SÁNCHEZ DE POSADA, *Bairdia* sp. sensu BECKER;

BLESS et SÁNCHEZ DE POSADA, *Bohlenatia elegans* (HARLTON), *Coronakirkbya krejciografi* BECKER, *Cyprisurcella papillosa* SÁNCHEZ DE POSADA et BLESS, *Discoidella convexa* SCOTT et BORGER, *Discoidella* sp., *Fabalicypis* sp., *Hollinella* sp., *Kirkbya beckeri* KOZUR, *K. visonyoensis* KOZUR, *Microcheilinella* sp., „*Monoceratina*” sp., *Ovornina buekkensis* KOZUR, *Roundyella simplicissima* (KNIGHT), *Tribolbina tumida* (SCOTT et BORGER) [68]

Bryozoa: *Fenestella* sp. [64].

Brachiopoda: *Avonia* cf. *echidniformis* (GRABAU), *Brachythyridina* sp., *Camarophoria purdoni* DAVIDSON, *C. sanctispiritus septemPLICATA* HER., *Chaoiella gruenewaltdi* (KROTOW), *Dictyoclostus uralicus* (TSCHERNYSCHEW), *Echinoconchus* cf. *fasciatus* (KUTORGA), *E. punctatus* (MARTIN), *Enteletes* sp., *Juresania juresanensis bükkiana* RAKUSZ, *Linoproductus lineatus* WAAGEN, *L. cancriniformis* (TSCHERNYSCHEW), *Martinia* sp., *Phricodothyris asiatica* CHAO, *Schizophoria indica* (WAAGEN), *Spirifer carnicus* SCHELLWIEN, *Sp. zitteli* SCHELLWIEN, *S. fritschi* SCHELLWIEN. [65]–[66]

Crinoidea nyéltagok.

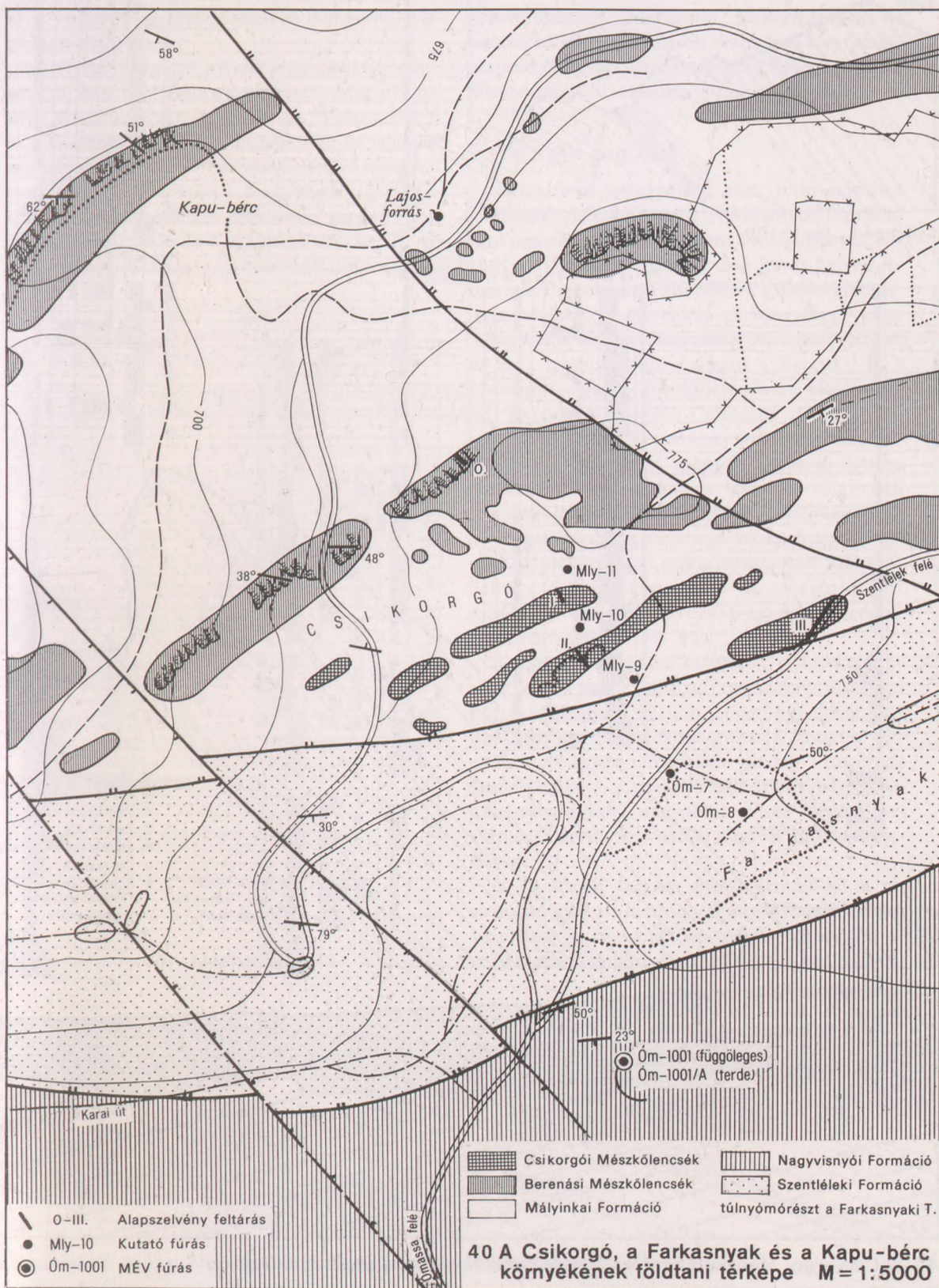
Echinoidea: *Archaeocidaris urii* (FLEMING) [66]

Holothuroidea scleritek: *Eocaudina septaforaminialis* MARTIN, *Eocaudina* sp., *Theelia robertsoni* (ETHERIDGE), *Theelia imperforata* GUTSCHICK; CANIS et BRILL, *Microantyx traquairii* (ETHERIDGE).

Conodonta: *Idiognathodus delicatus* GUNNEL, *Diploganthodus coloradoensis* (MURRAY et CHRONIC) [67]

Osteichthyes fogak, pikkelyek.

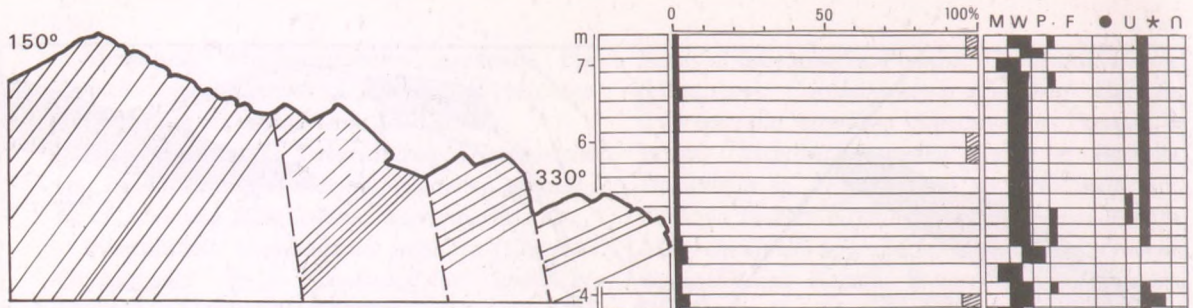
A Nagyvisnyói Mészkölencsék agyagos–márgás kifejlődéséhez gazdag Mollusca, Brachiopoda és Ostracoda ősmaradvány együttes kapcsolódik, ugyanakkor a korallfauna szegényes. Rétegtani jelentőségük a Fusulinidák, a Brachiopodák és az Ostracodák. A *Bradyina samarica* REITLINGER, *Fusulina elegans* RAUSER et BELJAEV, *F. kamensis* SAFONOVA, *Fusulinella bocki* MOELLER, *F. eopulchra* RAUSER, *F. pseudobocki* LEE et CHEN és *Pseudostaffella sphaeroidea* (EHRENBERG) a felsőmoszkvai legfontosabb szintjelzői. A Brachiopodák közül az *Avonia echidniformis* (GRABAU) csak a felsőmoszkvaiban található. Az Ostracodák a spanyolországi felsőmoszkvai (magasabb wesztfá-



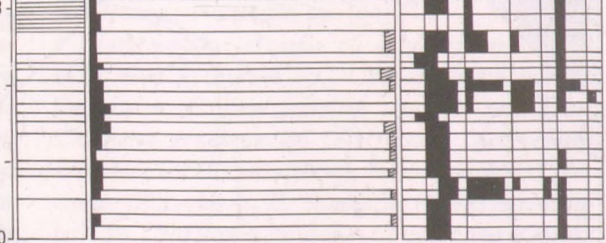
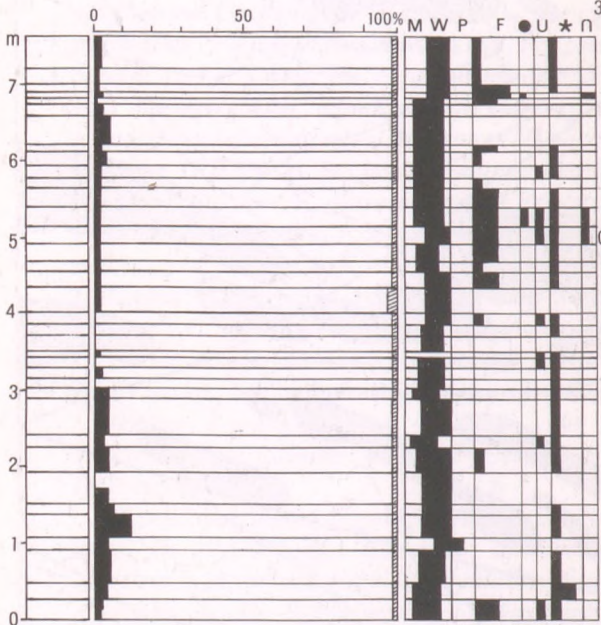
\ O-III. Alapszelvény feltárás
 ● Mly-10 Kutató fúrás
 ⊙ Óm-1001 MÉV fúrás

Csikorgói Mészölencsék
 Berenási Mészölencsék
 Mályinkai Formáció
 Nagyvisnyói Formáció
 Szentléleki Formáció
 túlnyomórészt a Farkasnyaki T.

40 A Csikorgó, a Farkasnyak és a Kapu-bérc környékének földtani térképe M = 1:5000



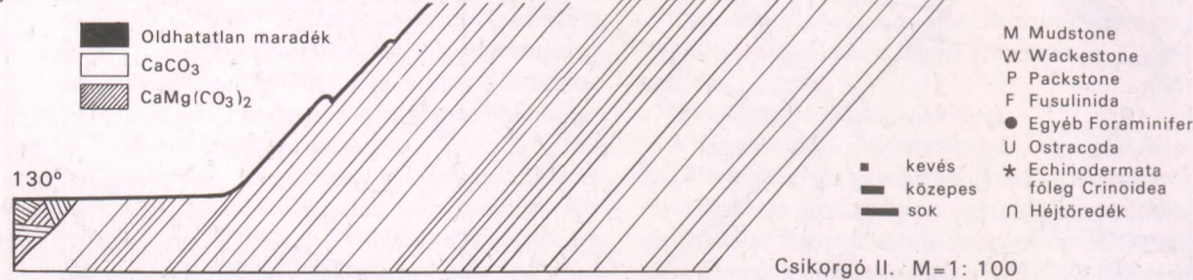
Csikorgó I. M=1: 100



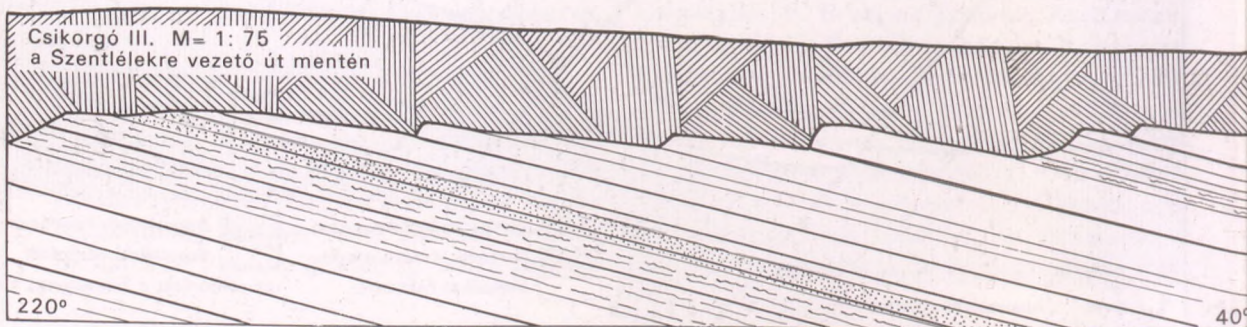
- Oldhatatlan maradék
- CaCO₃
- ▨ CaMg(CO₃)₂

- M Mudstone
- W Wackestone
- P Packstone
- F Fusulinida
- Egyéb Foraminifera
- U Ostracoda
- ★ Echinodermata főleg Crinoidea
- Héjtöradék

- kevés
- ▬ közepes
- ▬ sok



Csikorgó II. M=1: 100



Csikorgó III. M= 1: 75 a Szentlélekre vezető út mentén

41 A Csikorgói Mészkölencsék földtani szelvényei és vizsgálati adatai

li C-wesztfali D) képződmények faunájával párhuzamosíthatók.

A Berenási tagozat mészkőlelencséinek keletkezési modelljét a 39. ábra szemlélteti. Míg a Berenási Mészkőlelencsék Rugosákban, Tabulatákban és Chaetetesekben való gazdagsága és gyakori mudstone és grainstone közetszövetük a nyílt self körülményeire utalnak; a Nagyvisnyói Mészkőlelencsék agyagos-márgás mészkőve, gazdag Molusca, Brachiopoda és Ostracoda faunája, és reaktívabb üledékanyaga a belső self területén ke-

letkezhetett. A Mártuskői Mészkőlelencsék az iszapdombokról áramlások révén lesodort mészi-szappból és egyéb üledékanyagból a kiemelt hátak közötti mélyebb zónában jöttek létre.

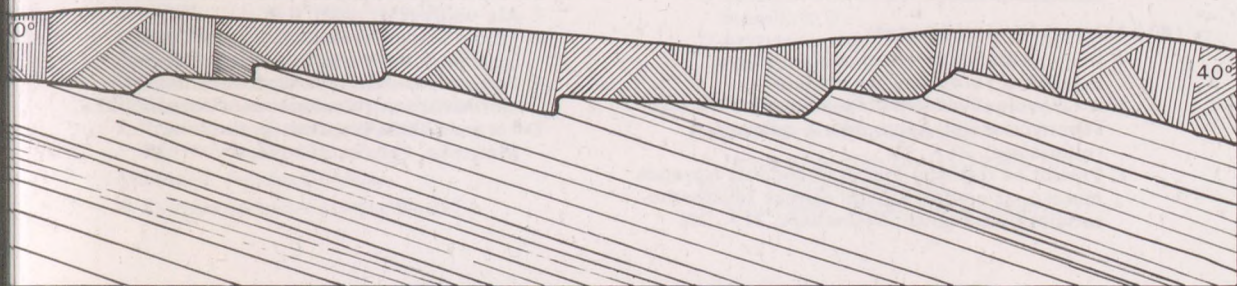
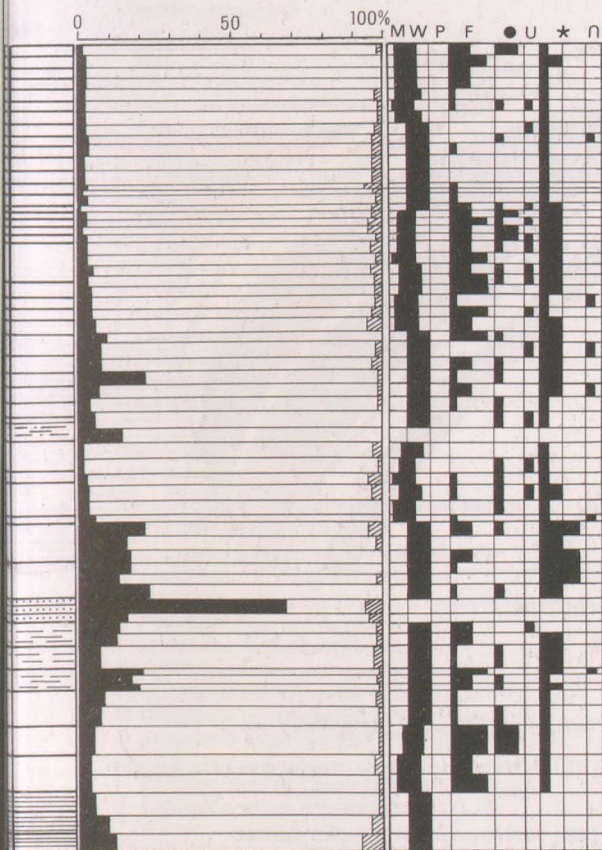
Csikorgói tagozat

Sötétszürke agyagpalába zárt, több szintben kifejlődött mészkőlelencsék. A Mályinkai formáció záró tagozata. A karbon-perm képződmények közötti elnyíródások hatására csak kevés helyen ismerjük. Legteljesebb kifejlődése a Csikorgó területén található. A háromkút-garadnavölgyi vonulatban feltárt felsőkarbon mészkőlelencsék esetében az erős tektonizáltság nehezíti a Berenási és a Csikorgói tagozat mészkőlelencséinek elkülönítését. BALOGH KÁLMÁN a Csikorgói tagozatba sorolta a mályinkai Kerek-hegy keleti szomszédságában É-D-i csapás mentén sorakozó három mészkőlelencsét, valamint a Csondró-völgy déli forrása fölötti dombon feltárt mészkőlelencsét.

Típusfeltárásai a Csikorgó középső és déli részén, a mályinkai út sziklaátvágásától (Kőkapu) délre a Szentlélekre vezető út mentén feltárt mészkőlelencsékig (I., II. és III. sz. mészkőlelencse) tanulmányozhatók (40–42).

A mészkőlelencsék jól rétegzett, világosszürke-sötétszürke színű, változó vastagságú rétegcsoportokat alkotnak. Mállott felületükön ugyanúgy, mint vékonycsiszolatokban gyéren Crinoidea vázelemek és egyes rétegekben gazdag Fusulinida fauna található. A mészkő különböző mértékben átkristályosodott, nagyobbik része egyenlőtlen szemcseméretű, finoman és nagyon finoman kristályos.

A Csikorgói tagozat mészkőlelencséiből a viszonylag gyakori Echinodermata, főleg Crinoidea vázelemeken és a ritkában megfigyelhető Ostracoda mardványokon kívül eddig a következő ős-



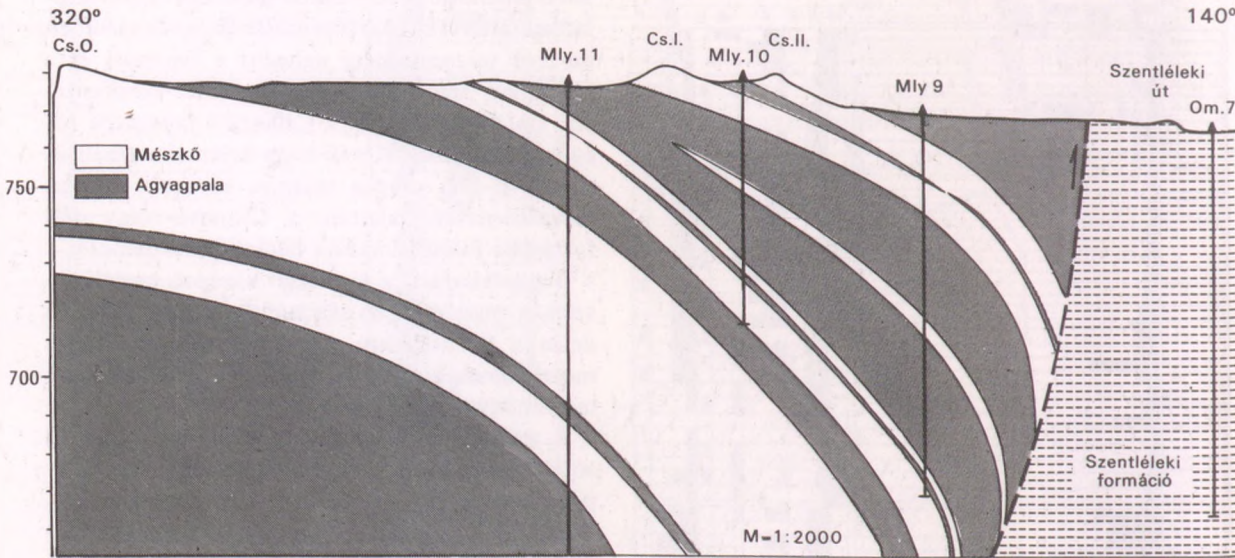
Csikorgó III.sz. mészkőlelencse folytatása és vizsgálati adatai

maradványokat határozták meg: *Quasifusulina longissima* MOELLER, *Q. cf. tenuissima* (SCHELLWIEN), *Q. eleganta* (SHLYKOVA), „*Pseudofusulina*” *pseudojaponica* DUTKEVICH, *Triticites arcticus* (SCHELLWIEN), *Tr. rossicus* (SCHELLWIEN), *Tr. acutus* DUNBAR et CONDRA, *Tr. irregularis* (SCHELLWIEN et STAFF), *Tr. ex gr. ohioënsis* THOMPSON, *Triticites* sp., *Hindeodus minutus* (ELLISON), *Stepanovites* sp. [69]–[70]

A Hárskúti-völgy felsőkarbon mészkövéből meghatározott Fusulinidák (*Triticites acutus*

DUNBAR et CONDRA és *Triticites irregularis* SCHELLWIEN) a felsőkaszimovira utalnak. A Csikorgó területén feltárt mészkőlelencséből előke-rült Fusulinidák a gzséli emeletbe történő besorolást indokolják.

A karbon és perm képződmények eredeti egymástratelepülésének vizsgálatára alkalmas zavar-talan rétegsort felszíni feltárásban nem ismerünk. A települési viszonyok és a földtani kifejlődés látszólagos megegyezése penakkordáns települési módra utal.



42 Földtani metszet a csikorgói fúrásokon keresztül

Táblamagyarázatok [59]–[60]

[59] Dédesvár és környéke

- A Kilátás a Kapubércről (A jelkulcs azonos a 47. táblával)
- B A Mártuskő feltárása a mályinkai úton, felsőmoszkvai mészkő, agyagpala (A) betelepüléssel

[60] Mártuskői mészkőlelencsék

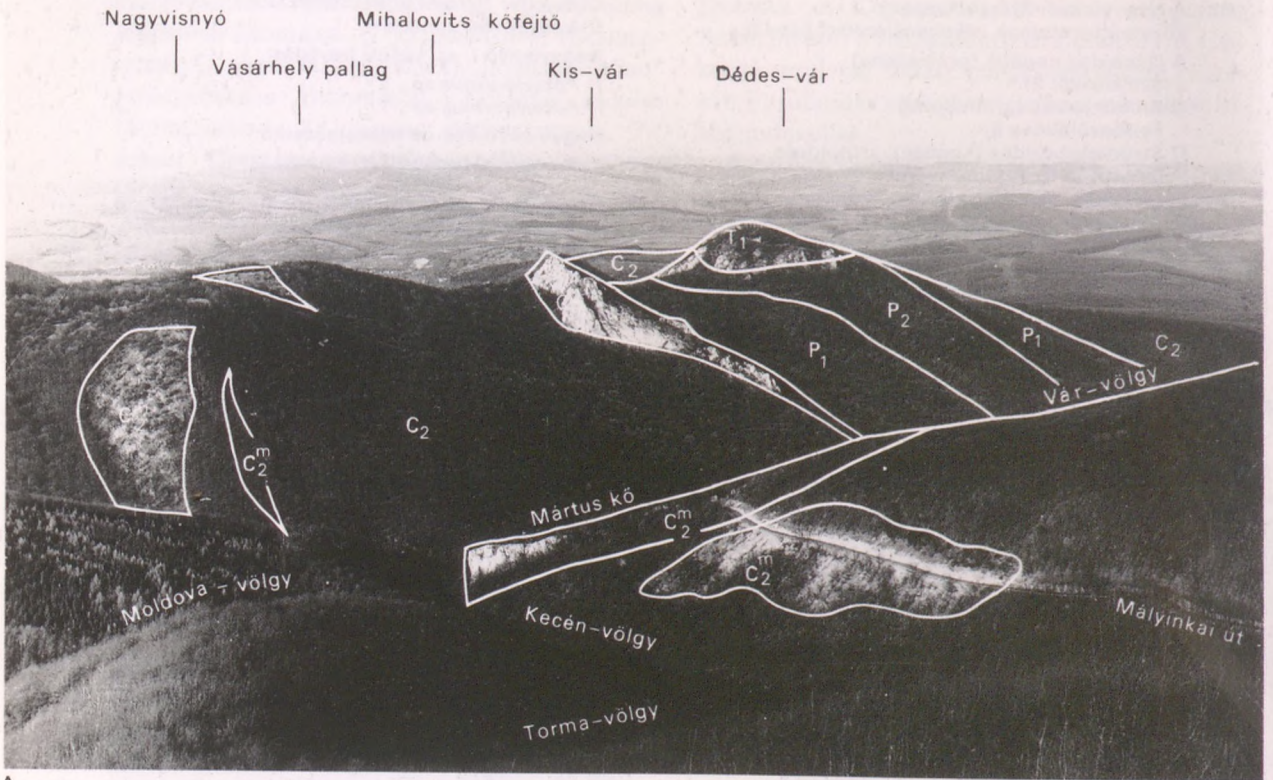
- A Vékonyréteges felsőmoszkvai agyagos mészkő, a Taróvölgy Ny-i oldalán
- B A taróvölgyi vékonyréteges agyagos mészkő vékonycsiszolati képe; mikrit–mikropátit (mudstone), 21 ×, 1N
- C Préselt és foltosan átkristályosodott agyagos mészkő, az eredeti szöveti elemek felismerhetetlen reliktaival; Málnabérc, 21 ×, 1N

Táblamagyarázatok [61]–[68]

[61] A Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás nyugati oldala

- [62] A Nagyvisnyói Mészkőlelencsék kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe I.
 - A Filloid algás, pelletes mikrit (wackstone) Ala-völgy Ny-i oldal, 8 ×
 - B Filloid algás, foraminiferás biopátit (grainstone); Mályinka, Felsőszőlőkőve, 12 ×
 - C Foltosan átkristályosodott foraminiferás biomikropátit (wackstone), Dezsőkő, 27 ×
 - D Foraminiferás biopátit (grainstone) Mályinka, Felsőszőlőkőve, 8 ×

- [63] A Nagyvisnyói Mészkölcensék kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe II.
 A Onkoidos oopátit (grainstone) Szelecsikő, 21 ×
 B Biointrapátit (grainstone) Felsőszőlőkőve 8 ×
 C Stromatoporidás (komiás), krinoideás biointrapátit (grainstone) Mályinka, Barócz patak völgye, 21 ×
 D Algabekérgézéses, Komia-t és filloid alga töredékeket tartalmazó biointrapátit (grainstone) Mályinka, Barócz patak völgye, 21 ×
- [64] Ősmeradványok (nővénymaradványok, Foraminiferák és Bryozoa) a Nagyvisnyói Mészkölcensékből I.
 A₁-A₂ *Neuropteris* sp. Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás, 2 ×
 B₁-B₂ *Eotuberitina* sp., 170 × és 100 ×
 C *Fusulina distenta* ROTH et SKINNER Felsőszőlőkőve, 10 ×
 D *Bradyina gigantissima* SIDÓ, 14 ×
 E *Bradyina magna* ROTH et SKINNER, 21 ×
 F *Bradyina nautiliformis* MÖLLER 21 ×
 D-F Mályinka
 G *Epistomella* sp., a Nv. I. sz. vasúti bevágástól K-re eső völgy K-i oldala, 34 ×
 H *Deckerella clavata* CUSHMAN et WATERS Dezsőkő, 29 ×
 I *Fenestella* sp. Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás, 2 ×
 J *Septopora* sp. Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás, 20 ×
- [65] Ősmeradványok a Nagyvisnyói Mészkölcensékből II.
 Brachiopodák a Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágásból és Mályinkáról
 A *Linoproductus cora* D'ORBIGNY, 2 ×
 B *Linoproductus cora* D'ORBIGNY, 1 ×
 C₁-C₂ *Linoproductus lineatus* (WAAGEN), 1 ×
 D *Phrycodothyris asiatica* (CHAO) Mályinka, Felsőszőlőkőve, 3 ×
 E *Echinoconchus punctatus* (MARTIN), 1,5 ×
 F₁-F₂ *Martinia triquetra* (GEMMELLARO), 1,5 ×
 G *Chaoiella gruenewaldti* (KROTOW), 1,5 ×
 H *Juresania juresanensis* (TSCHERNYSCHEW), 1,5 ×
 I *Echinoconchus fasciatus* (KUTORGA), 1 ×
 J *Echinoconchus elegans* (M'COY), 3 ×
- [66] Ősmeradványok (Brachiopoda, Crinoidea és Echinoidea) a Nagyvisnyói Mészkölcensékből III.
 Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás:
 A₁ *Spirifer zitteli* SCHELLWIEN, 2 ×
 A₂ *Spirifer zitteli* SCHELLWIEN, 1 ×
 C₁ *Spirifer fritschi* SCHELLWIEN, 1 ×
 D *Chaoiella gruenewaldti* (KROTOW), 1 ×
 E *Productus aculeatus* MARTIN, 1 ×
 F *Spirifer* sp., 1 ×
 Mályinka, Felsőszőlőkőve:
 B *Spirifer carnicus* SCHELLWIEN, 2 ×
 C₂ *Spirifer fritschi* SCHELLWIEN, 1 ×
 G *Neospirifer* sp., 1,5 ×
 Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás:
 H *Poteriocrinus* sp., 1 ×
 I *Poteriocrinus* sp., 1 ×
 Nagyvisnyó 416-os hektométerkö:
 J *Archaeocidaris urii* (FLEMING), 2 ×
- [67] Ősmeradványok (Lamellibranchiata, Gastropoda és Trilobita) a Nagyvisnyói Mészkölcensékből IV.
 Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás:
 A *Streblochondria laevigata* M'COY, 2 ×
 B *Pseudamussium pusillum* (SCHLOTHEIM), 2 ×
 C *Aviculopecten* sp., 1 ×
 D *Aviculopecten* sp., 2 ×
 E *Allorisma sulcata* FLEMING, 1 ×
 F *Allorisma* sp., 2 ×
 G₁-G₂ *Murchisonia* sp., 1 ×
 H₁-H₂ *Pleurotomaria* sp., 2 ×
 I *Bellerophon* sp., 1 ×
 Szelecsikő:
 J₁-J₂ *Omphalotrochus* sp., 1 ×
 Nagyvisnyó vasúti pálya 416-os hm-kő:
 K₁-K₃ *Paladin eichwaldi* (FISCHER), 2 ×
- [68] Ősmeradványok a Nagyvisnyói Mészkölcensékből V.
 Conodonta, Foraminifera, Holothuroidea és Ostracoda maradványok a Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágásból (KOZUR, H.)
 A *Idiogonathodus delicatus* GUNNELL, 120 ×
 B *Earlandia* sp., 78 ×
 C *Tuberitina* sp., 150 ×
 D₁-D₂ *Bryozoa*, 36 ×
 E *Ovornina buekkensis* KOZUR, 130 ×
 F *Theelia imperforata* (GUTSCHICK; CANIS et BRILL) (Holothuroidea sclerit), 150 ×
 G *Discoidella convexa* SCOTT et BORGER, 200 ×
 H *Tubulirkirkbya visnyoensis* KOZUR, 94 ×
 I *Acratia schreteri* KOZUR, 54 ×
 J *Amphissites centrotonus* (ULRICH et BASSLER), 100 ×
 K *Tubulirkirkbya beckeri* KOZUR, 94 ×
- Táblamagyarázatok [69] - [70]
- [69] Csikorgói Mészkölcensék I.
 Második mészkölcense sor
 A₁-A₂ Fusulinás biomikrit (packstone), 8 ×
 Q = *Quasifusulina* sp.,
 T = *Triticites rossicus* SCHELLWIEN
 B Fusulinidae sp., indet, 8 ×
 C Sávosan átkristályosodott krinoideás biomikrit, 8 ×
 D Átkristályosodott biomikrit, Fusulinidák relikturnaival, 8 ×
- [70] Csikorgói Mészkölcensék II.
 Harmadik mészkölcense-sor
 A *Hindeodus minutus* (ELLISON), 120 ×
 B₁-B₃ Fusulinidae sp.-ek, 8 ×
 C Krinoideás, ostracodás biomikrit, 21 ×



A



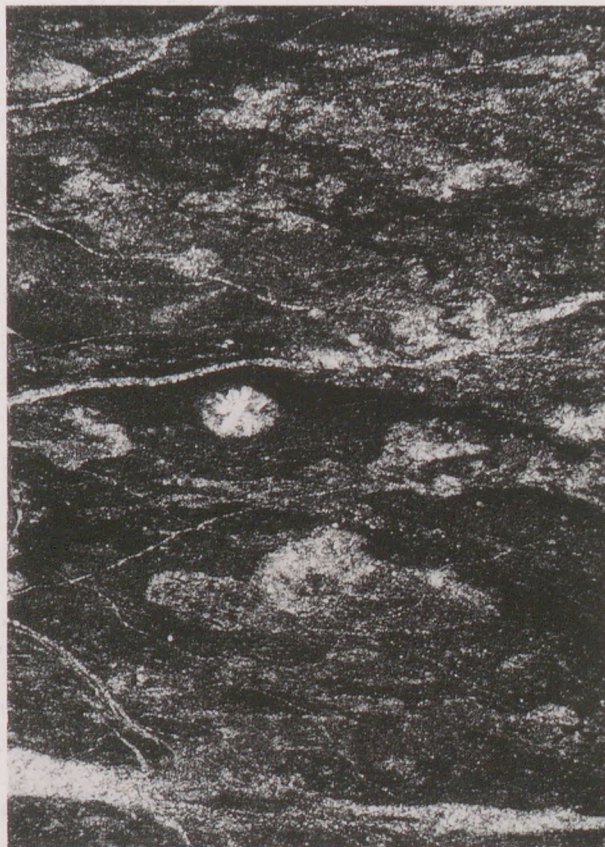
B



A



B



C





A



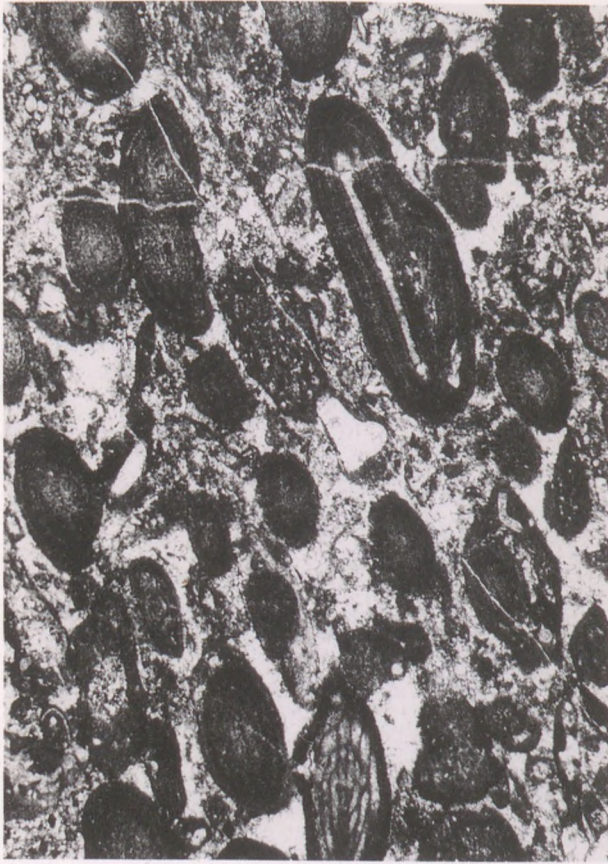
B



C



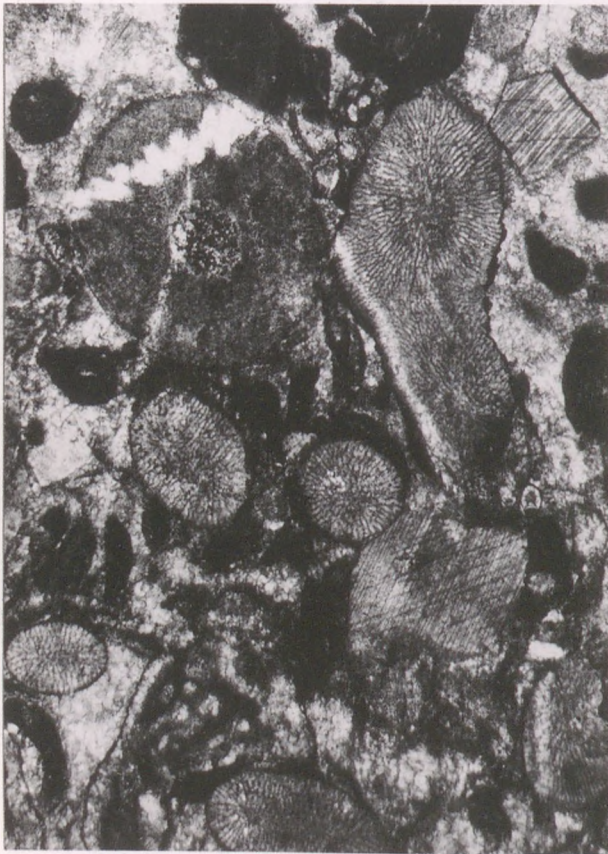
D



A



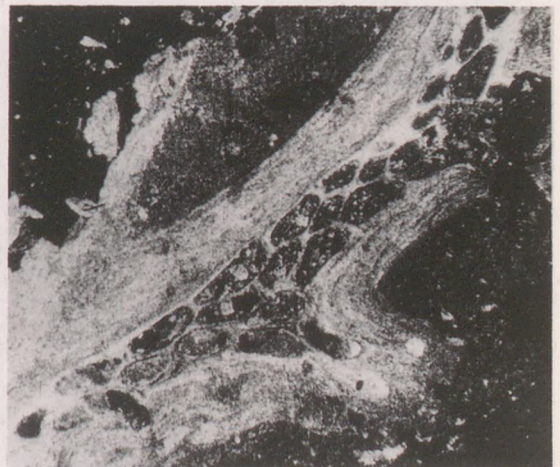
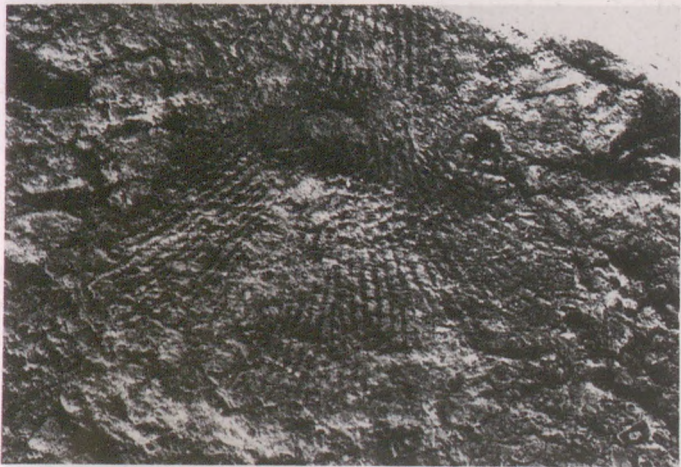
B



C



D





A



B



E



G



C1



F1



H



C2



D



F2



I



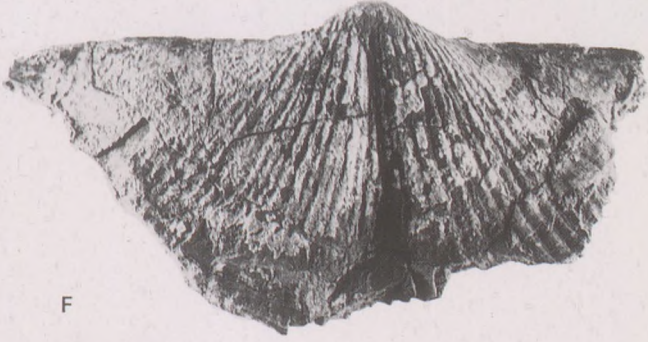
J



A1



H



F



B



I



G



C1



C2



D



J



E



A2



A



B



C



D



E



F



G1



G2



H1



H2



K1



I



J1



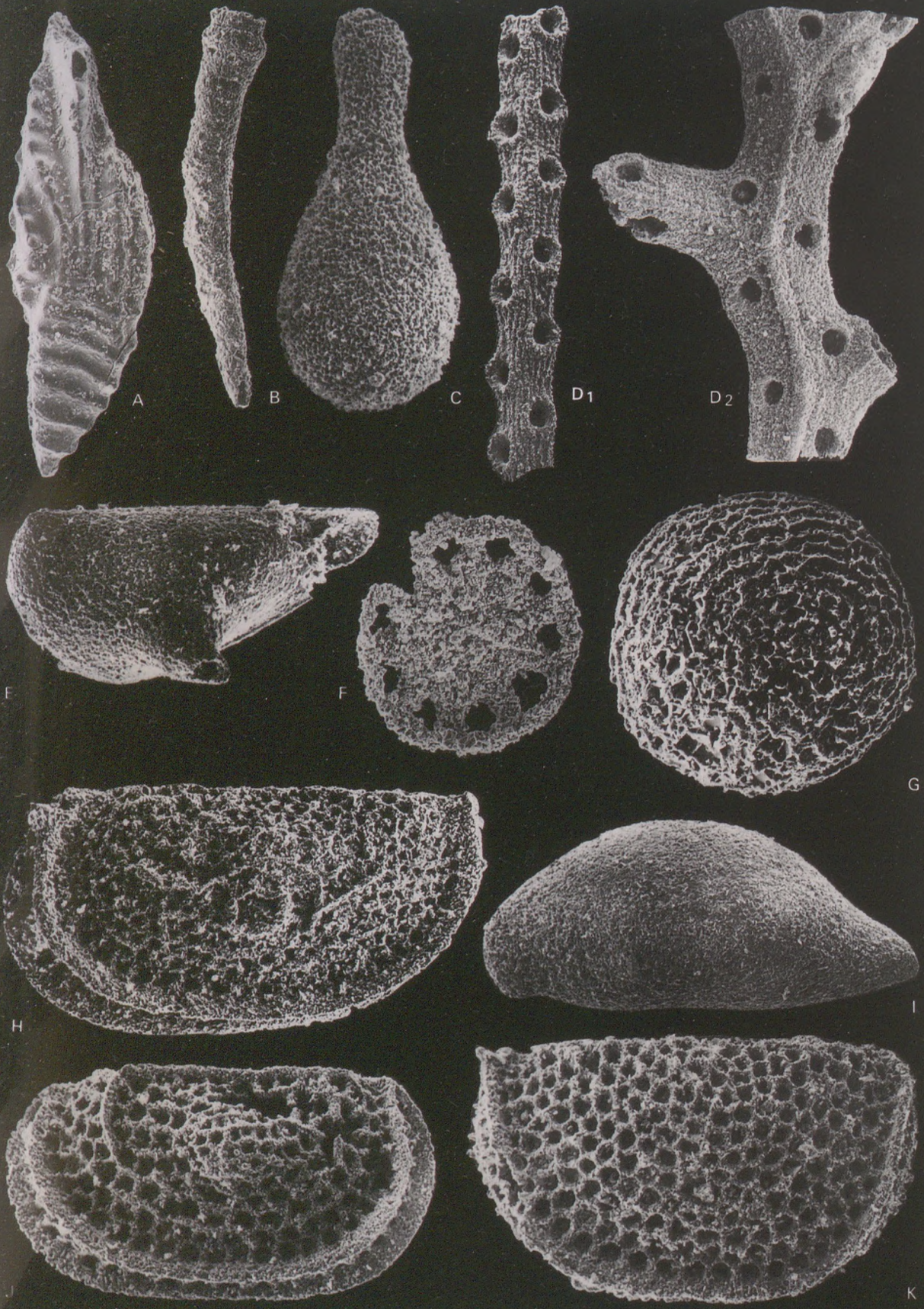
J2

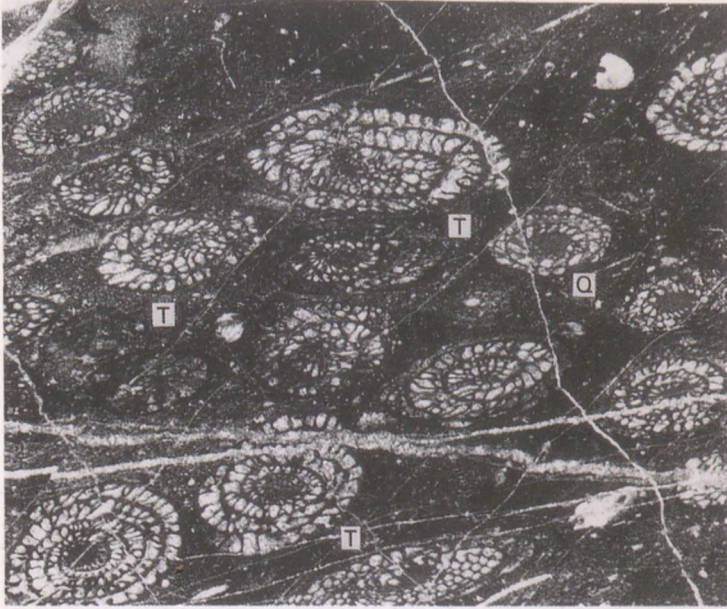


K2

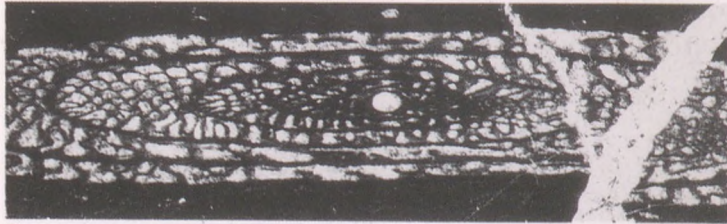


K3





A1



B



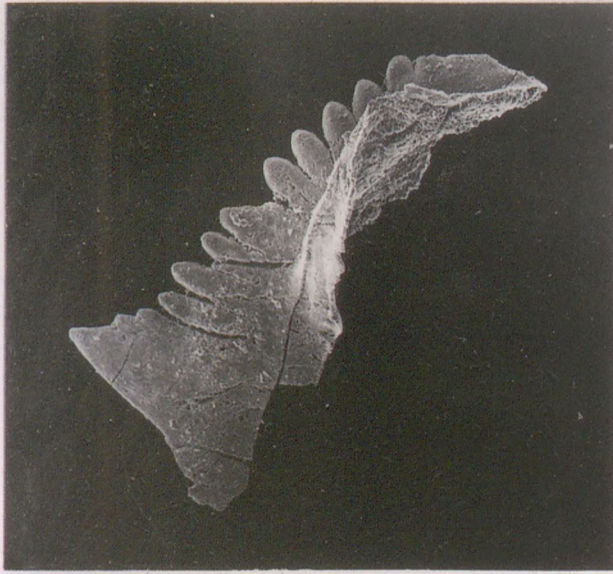
A2



C



D



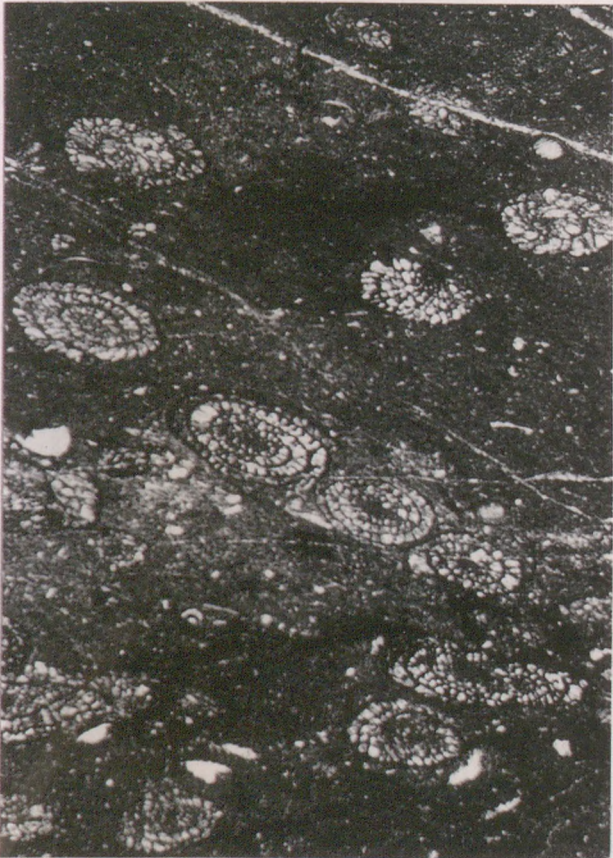
A



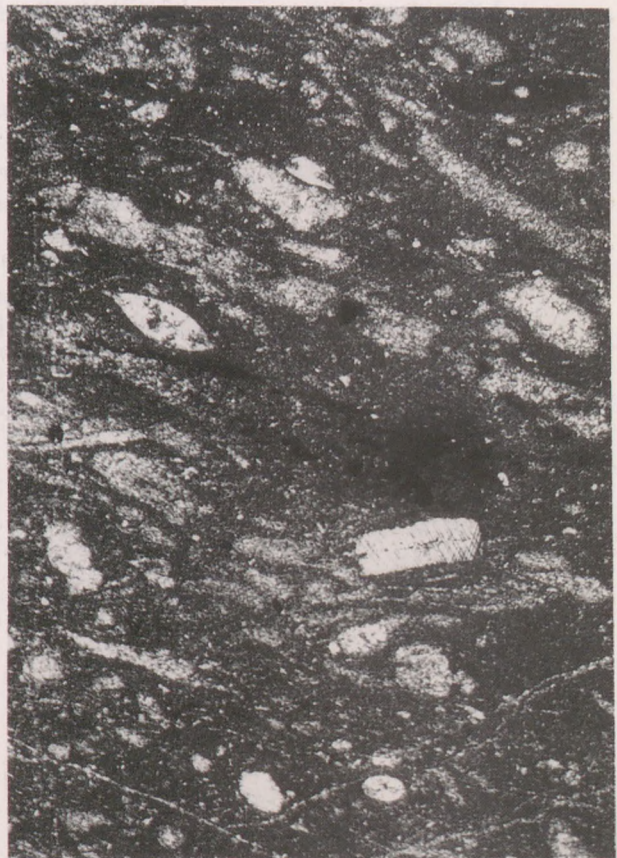
B2



B1



B3



C

A Mályinkai formáció metamorfózisa

A kréta időszi regionális metamorfózis – a Szilvásváradai Aleurolitpala formációhoz hasonlóan – a Mályinkai formáció kőzetfajtáira is jelentős hatást gyakorolt. A törmelékes képződményeknél palásodás, helyenként harántpaláság, kezdeti gyűrődéses klivázs kialakulása; mészkő esetében a karbonátanyag sávosan változó szemcsemérete, a foliációs irányt jelölő anizometrikus szemcséket eredményező átkristályosodás, valamint sztilolitképződés figyelhető meg. A nagyobb szilárdság miatt a mészkőlencséknel a mechanikai deformáció kevésbé szembetűnő, mint a bezáró törmelékes összletben.

A Mályinkai formáció kőzetfajtáinak metamorfózissal keletkezett, ill. átkristályosodott ásványai (kalcit, dolomit, albit, szericit, klorit, pirit, hematit) nem határozzák meg az átalakulás pontos körülményeit.

Az illit kristályossági átlagok az anchizóna nagyhőmérsékletű részének megfelelő átkristályosodást jeleznek. Teljes kőzet és oldási maradék mintáknál $IC = 0,282^\circ 2\theta$, $S_x = 0,068$, $n = 50$; a $< 2 \mu\text{m}$ szemcseméretű frakció mintáinál $IC = 0,267^\circ 2\theta$, $S_x = 0,039$, $n = 33$. A viszonylag nagy szórás részint a litológiai viszonyok okozzák, részint a szerkezeti helyzet függvénye.

A Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás dolomitos és nagy diszperz szervesanyag-tartalmú képződményeinek IC átlagai az anchizóna kishőmérsékletű részének, az anchizóna–diagenezis határnak felelnek meg (teljes kőzet és oldási maradék: $IC = 0,406^\circ 2\theta$, $S_x = 0,058$, $n = 8$; $< 2 \mu\text{m}$ θ -jú frakció: $IC = 0,374^\circ 2\theta$, $n = 4$). Ezzel szemben a Berenási tagozatnak az észak-bükki főantikliná-

lisba eső képződményeiben az IC átlagok lényegében a Szilvásváradai formáció és a Csikorgói tagozat értékeivel egyeznek meg. A Berenási tagozat ilyen értelemben vett átlagai teljes kőzet és oldási maradék mintákra $IC = 0,254^\circ 2\theta$, $S_x = 0,034$, $n = 35$; a $< 2 \mu\text{m}$ szemcseméretű frakció mintáira $IC = 0,249^\circ 2\theta$, $S_x = 0,024$, $n = 25$. A Csikorgói tagozat illit kristályossági átlagai teljes kőzet, ill. oldási maradék mintáknál $IC = 0,254^\circ 2\theta$, $S_x = 0,020$, $n = 5$; a $< 2 \mu\text{m}$ szemcseméretű mintáknál $IC = 0,277^\circ 2\theta$. Ezek az értékek az epi- és anchizónák határának, ill. az anchizóna nagyhőmérsékletű részének megfelelő átalakulást jeleznek.

A bükki karbon rétegösszletben tehát a rétegtani helyzettől függő metamorf fok különbség nem mutatható ki. Általánosságban ugyancsak nem állapítható meg az egyes mészkőlencsék és környezetük különböző kőzettípusainak IC átlagai között rendszeres különbség. Kivételt csak a Nagyvisnyó I. sz. feltárás dolomitos mészkőve képvisel ($IC = 0,456^\circ 2\theta$), amelyben a közbetelepülő meszes agyaggalához ($IC = 0,376^\circ 2\theta$) viszonyítva a dolomit és a finomdiszperz szervesanyag együttes, agyagásvány-aggradációt késleltető hatása észlelhető.

Összefoglalva megállapítható, hogy a Mályinkai formációban az alpi regionális metamorfózis – a Szilvásváradai Aleurolitpala formációhoz hasonlóan – az anchizóna határához közeli, uralkodóan nagyhőmérsékletű anchizónás átkristályosodást okozott.

A metamorf ásványegyüttesektől viszonylag könnyen elkülöníthetők az utólagos mállás hatására képződött ásványok: kaolinit, goethit, kevertréteges szerkezetű agyagásványok és montmorillonit.

Perm

Elterjedés, település, tagolás

A perm időszaki képződmények mintegy 400–500 m vastagságú rétegösszlete a Magas-Bükk északi peremén és előterében; a Garadnavölgy, Farkasnyak, Macskapart, Éles-kő vonulatban, a dédesvári szinklinális északi és déli szegélyén, valamint a Nagyvisnyó–Dédes vonaltól a nekézsenyi tektonikus feltolódásig terjedően nyomozható (III. melléklet).

A fekvő karbon időszaki képződményekhez viszonyított települési helyzetük penakkordáns jellegű; az utólagos elnyíródás és a könnyen málló, gyorsan lepusztuló, rendszerint vastag törmelék-takaróval fedett perm bázisképződmények miatt nehezen tanulmányozható. A perm és a triász időszaki képződmények üledékfolytonossággal kapcsolódnak egymáshoz.

A perm rétegösszlet mélyebb rétegtani helyzetű, mintegy 170–250 m vastagságú, uralkodóan törmelékes kifejlődésű litosztratigráfiai egysége a Szentléleki formáció. Könnyen málló, pleisztocén és holocén törmelékkel általában vastagon fedett jellege miatt kevés jó feltárása van. Alsó és felső részének eltérő kőzettani kifejlődése lehetőséget nyújt a tagozatokra bontásra.

A formáció alsó része fehéresszürke–zöldesszürke, valamint barnás- és lilászörös homokkő és aleurolitpala, ez a Farkasnyaki tagozat. A felső, gipsz-anhidrit és dolomit betelepüléseket tartalmazó, zöldesszürke agyag- és aleurolitpala réteg-csoport a Garadnavölgyi tagozat. Az utóbbiból előkerült Ostracoda fauna középsőperm besorolást indokol. Leggyakoribb faja a *Hollinella schreteri* KOZUR zónaalkotó jelentőségű.

M év	Kronosztratigráfia	Képződmény Rétegoszlop Vast.	Litosztratigráfiai egységek	Relatív mélys. -30 0m +30	Ösföldrajz Fejlődéstört.	Ostracoda zónák	Karni-Kara-vankák	Szlovénia	Ny-Szerbia
245	TRIASZ SZKITA		Gerennavári		Altalános transz - gresszió	Hollinella tingi			Werfeni formáció
	F	CHANGXINGI	Mészkö f.		Perm végi esemény	Indivisia buekkensis			
	E	DZSULFAI	Leptoduszos t		Sekély tengeröböl	Parvikirkbya fueloepi	Bellerophon f.	Badiota fácies	
250	P		Mihalovits t.	170		Parvikirkbya transita			Zažar formáció
	S	ABADEHI	Nagyvisnyói Mészkö f.	260		Carinaknigh-tina baloghi			Jadar formáció
	Ö		Máloldali t.		Nyílt lagúna				
255	E		Szentléleki formáció		Gyakran elzáródó lagúna Sabkbha	Hollinella schreteri	Fiammazza fácies		
	K	MURGABI	Garadnavölgyi t.						
260	R		Farkasnyaki tagozat	170	Tengermenti síkság	Ósmaradványmentes	Gródeni rétegek		
	É			250					
	P	KUNGURI							Dolomit agyagpala bet.
	M								Tarka aleurolitpala
265	Ó								
	A	ARTINSZKI				X Petasobairdia bidentata			
	L								
	S								
	Ó								

43 A Bükk hegységi perm rétegtani tagolása

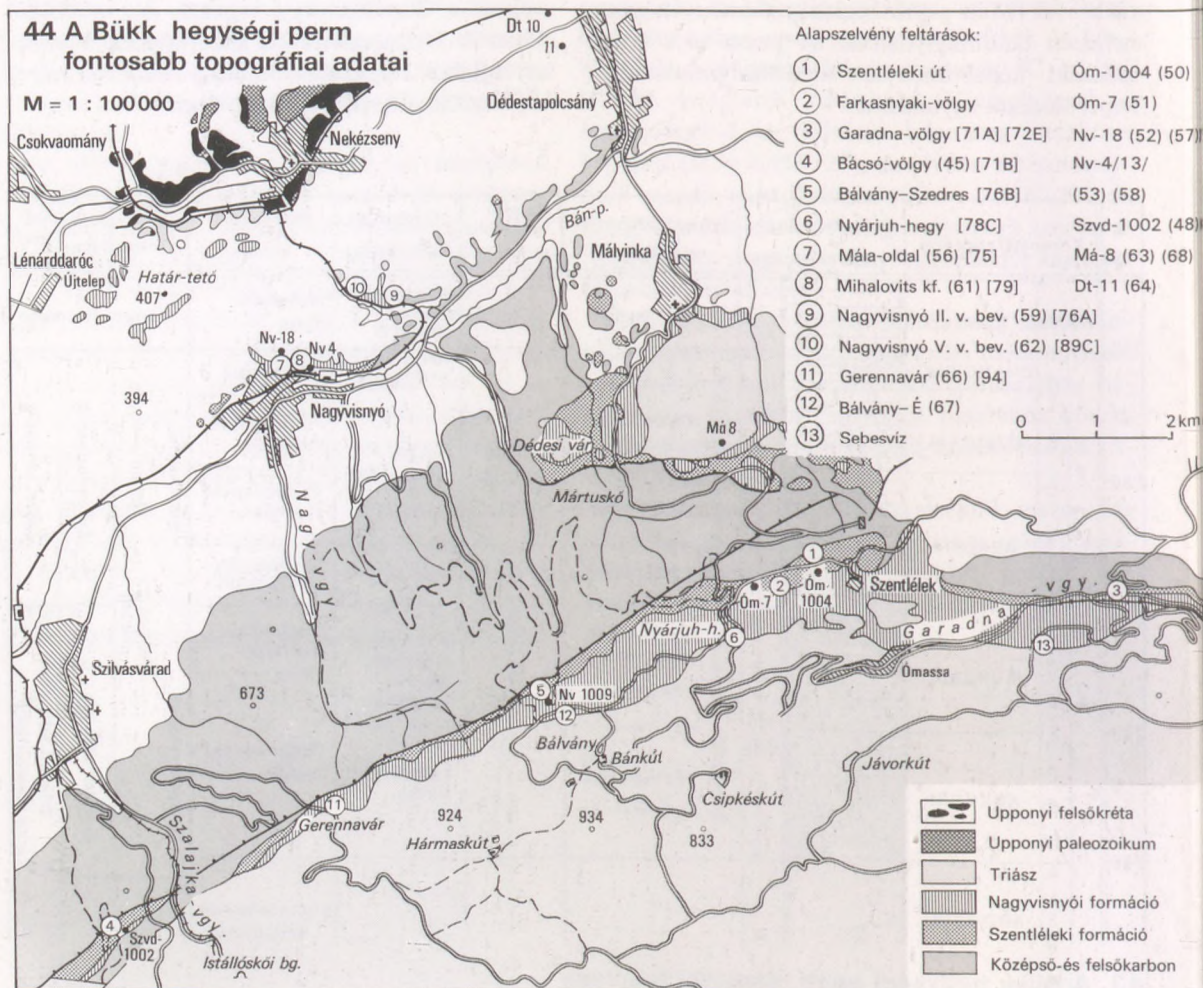
A perm rétegösszlet felső részét, a Déli-Alpok és a Dinaridák bellerophonos rétegeivel azonosítható, 170–260 m vastagságú Nagyvisnyói Mészke formáció képviseli. Szürke-sötétszürke-fekete színű, ősmaradványokban gazdag, ütésre bitumenszagú, dolomit és agyagmárga betelepüléseket tartalmazó mészkeösszlet. A Szentléleki formációból üledékfolytonossággal kifejlődő alsó részében a dolomit részaránya nagyobb. Ez a dolomit és mészke rétegek váltakozásából álló rétegcsoport a Máloldali tagozat. A formációban horizontális és vertikális irányban szabálytalan eloszlásban jelenlévő több-kevesebb agyagmárga tartalom, ill. mészke-agyagmárga váltakozás nem alkalmas részletesebb litosztratigráfiai tagolásra.

A Nagyvisnyói Mészke formáció biosztratigráfiai tagolását jó megtartású, gazdag mikroflóra, mikro- és makrofauna teszi lehetővé.

A Máloldali tagozat a *Carinaknightina baloghi* zónát és a Parvikirkbya transita együttes zóna alsó részét képviseli.

A Nagyvisnyói Mészke-nek a Mihalovits-kőfejtő által feltárt és az abadehi emeletbe sorolható rétegsorában (Mihalovits tagozat) a *Parvikirkbya transita* együttes-zóna volt meghatározható.

A nagyvisnyói V. sz. vasúti bevágásban feltárt gazdag ősmaradványegyüttest tartalmazó rétegcsoport és a mályinkai leptoduszos rétegek (Leptoduszos tagozat) a *Parvikirkbya fueloepi* zóna képződményei. Az Ostracodák, valamint a kísérő



fauna Brachiopodái és Conodonta együttese a dzsulfai emeletbe való besorolást indokolják.

A Nagyvisnyói Mészke legfiatalabb perm Ostrocoda faunája a *Petasobairdia bidentata* együttes-zónába tartozik (Má-8 jelű fúrás 80–86,3 m között). A kísérő fauna alapján KOZUR, H. szerint a *P. bidentata* zóna a dzsulfainál nem fiatalabb.

A Gerennavári Mészke bázisát képviselő ún. „átmeneti” rétegcsoport biosztratigráfiai jellemzésére állította fel KOZUR, HEINZ az *Indivisia buekensis* Ostracoda-zónát. A kísérő fauna főleg *Earlandia dunningtoni* (ELLIOT) és néhány egyéb Foraminifera (*Agathammina pusilla* GEINITZ, *Paraglobivalvulina* sp.), valamint mind a legfelső permbe, mind a legelső triászban előforduló *Ellisonia transita* KOZUR et MOSTLER (Conodonta).

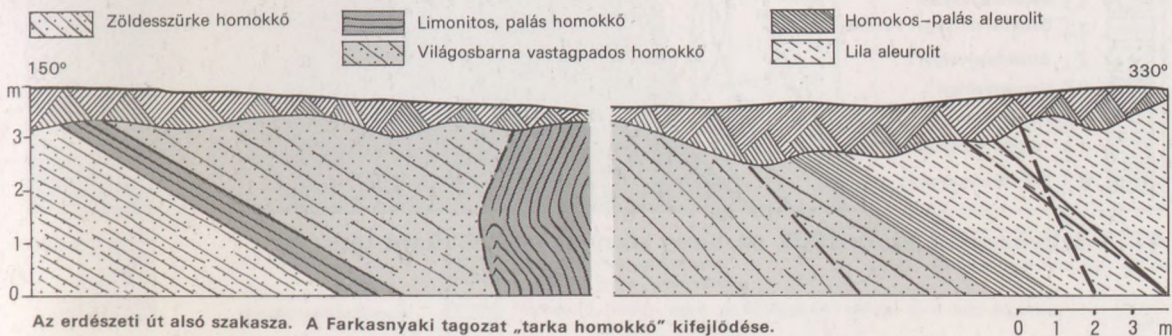
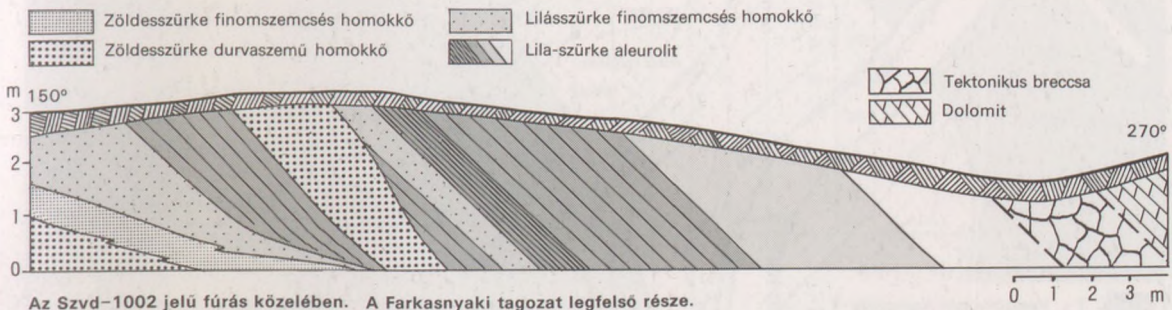
A triász bázisát – KOZUR értelmezésében – a Má-8 és a Nv-1014 jelű fúrásban is a *Hollinella tingi* együttes-zóna képviseli. Jellemző rá a *Hollinella tingi* (PATTE) gyakori, a *Langdaia* sp. gyér előfordulása; ezek alapján megegyezik a dél-kínai és indokínai *Hollinella* faunával. A *Hollinella tingi* együttes-zóna a Dinaridákban is ismert.

A Bükk hegységi perm rétegtani tagolását a 43. ábra, fontosabb topográfiai adatait a 44. ábra szemlélteti.

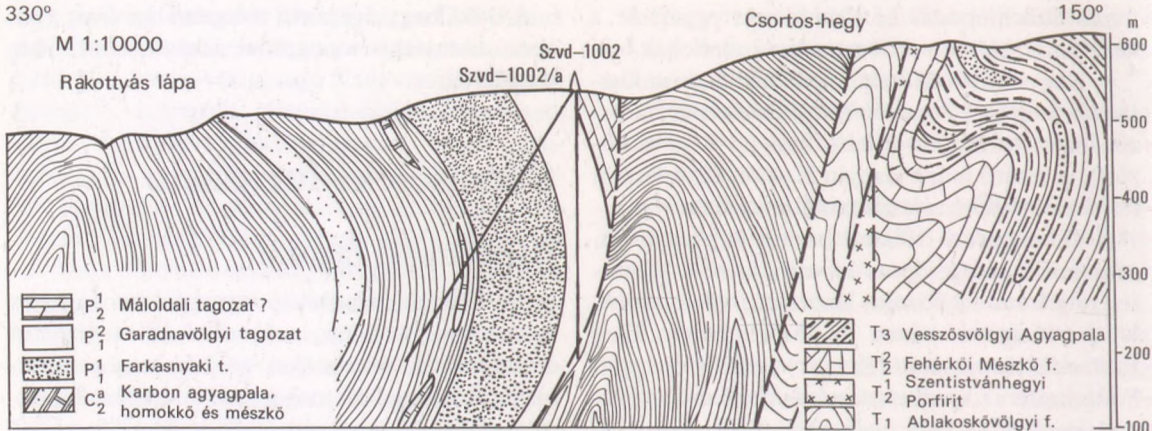
Szentléleki formáció

Farkasnyaki tagozat

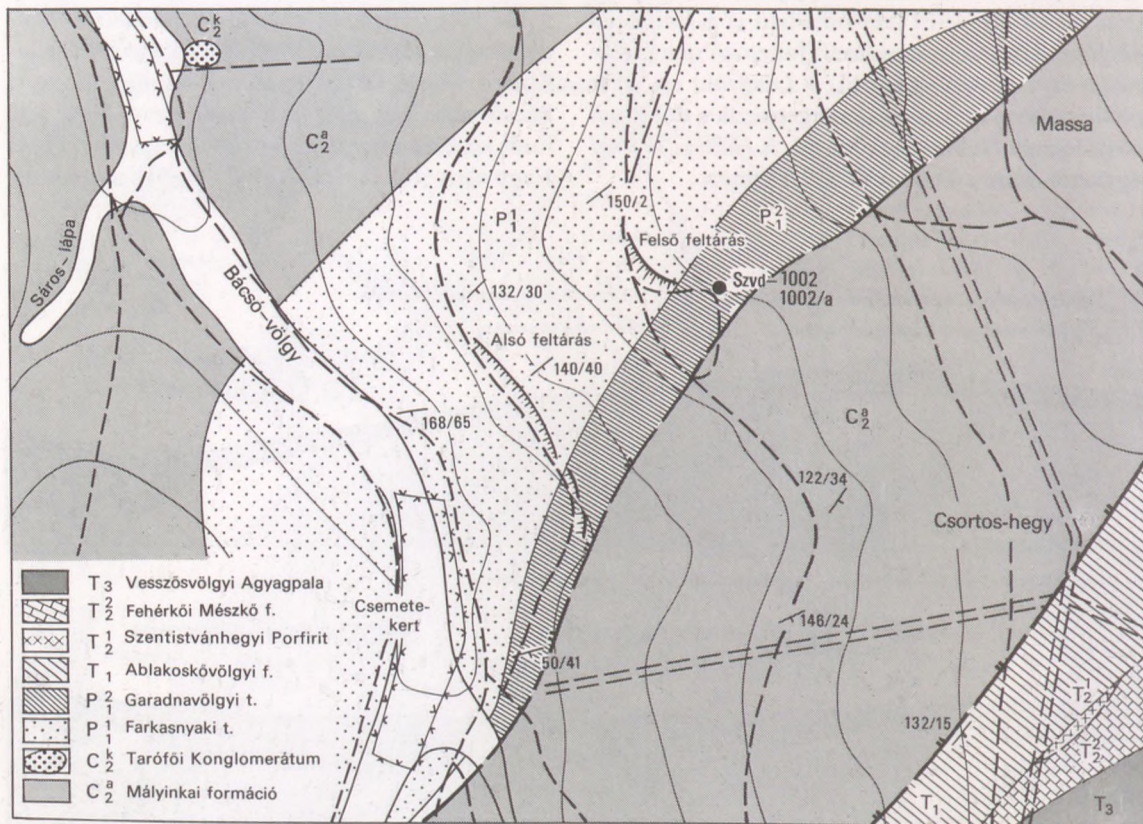
A Mályinkai formáció agyaggalába ágyazott mészkőlelencsés fölött, tektonikusan elnyíródott érintkezéssel, feltehetően üledékhézagot tartalmazó, látszólagosan megegyező településsel (penakkordancia) következik a Szentléleki formáció mélyebb helyzetű része a Farkasnyaki tagozat. A felszínen általában rosszul feltárt részletei tanulmányozhatók (a Garadna-völgyben, a farkasnyaki völgyfőben, az ómassa-mályinkai út mentén a csikorgói útkanyarban, a Csikorgóról Szentlélekre vezető út mentén, a Bán-völgyfőben, a Bácsó-völgyben a Szilvásvár Szvd-1002 jelű fúrás közelében, a szekérút rézsűjében (45) [71] és Nagyvisnyótól Ny-ra, a vasút menti domboldal



45 A Farkasnyaki tagozat felszíni feltárásai a Bácsó-völgyben

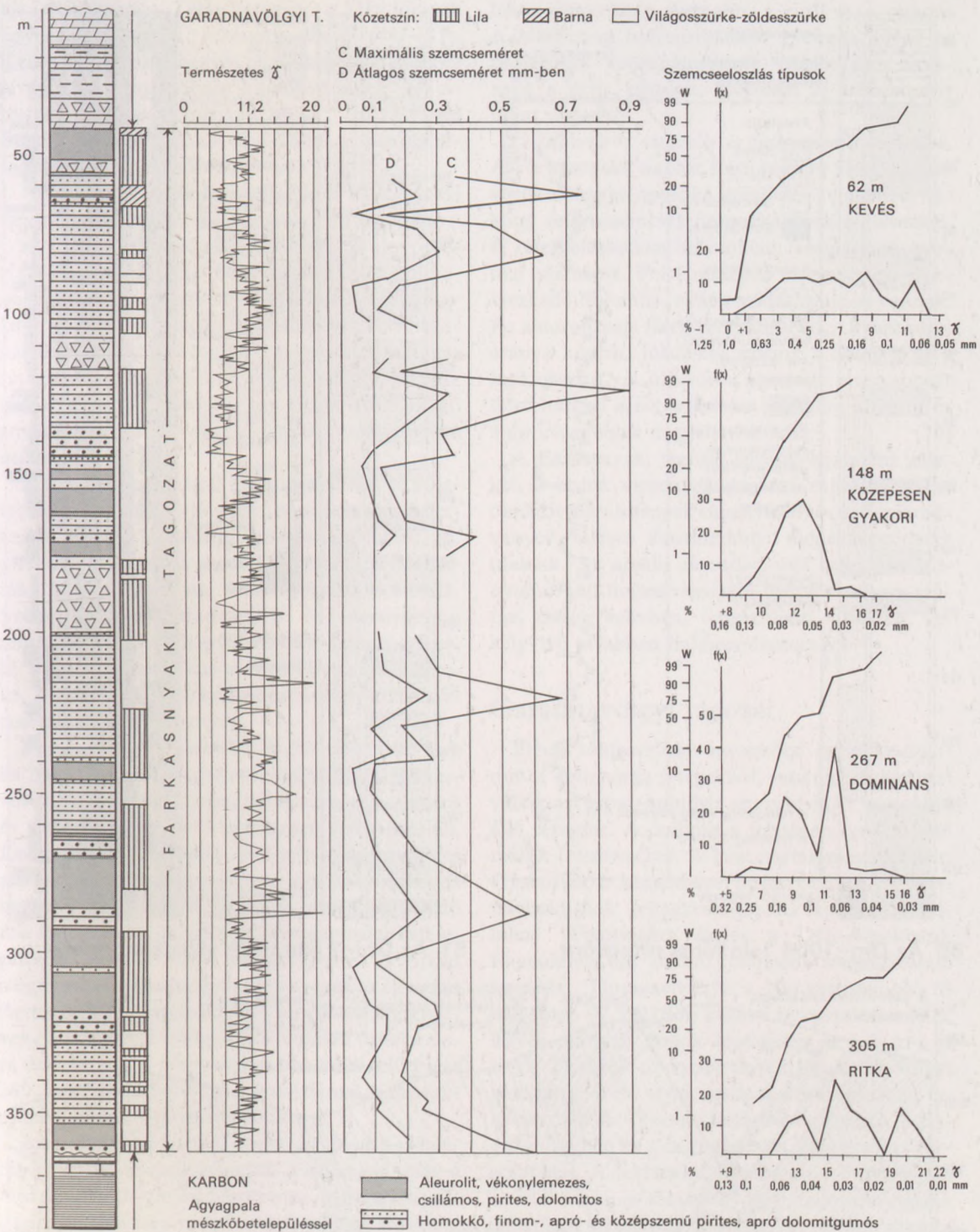


46 Földtani metszet a Szilvásvárad Szvd-1002 sz. fúráson keresztül (Szabó Imre után)

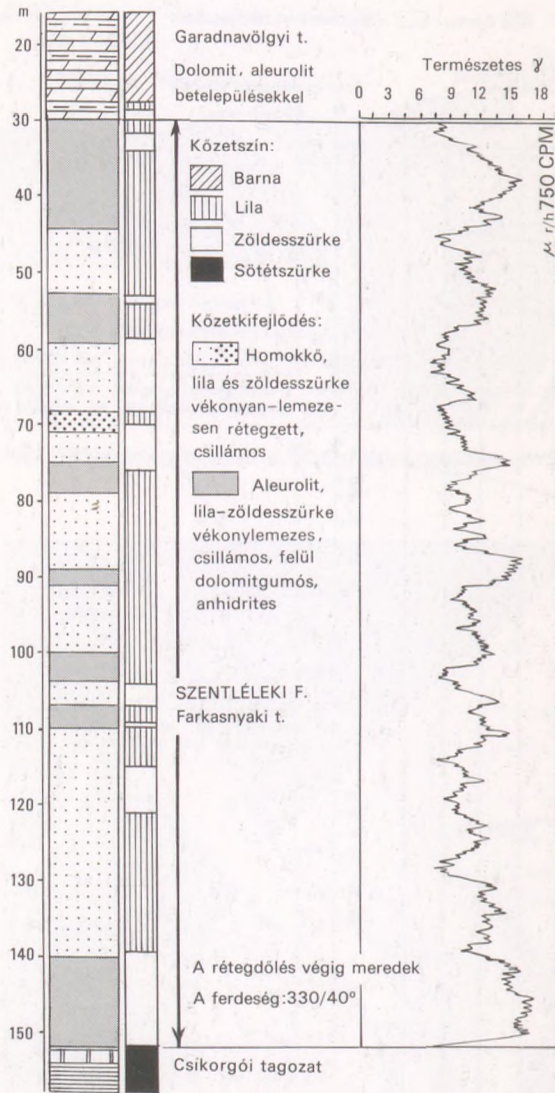


47 A Szilvásvárad Szvd-1002 sz. fúrás környékének földtani térképe

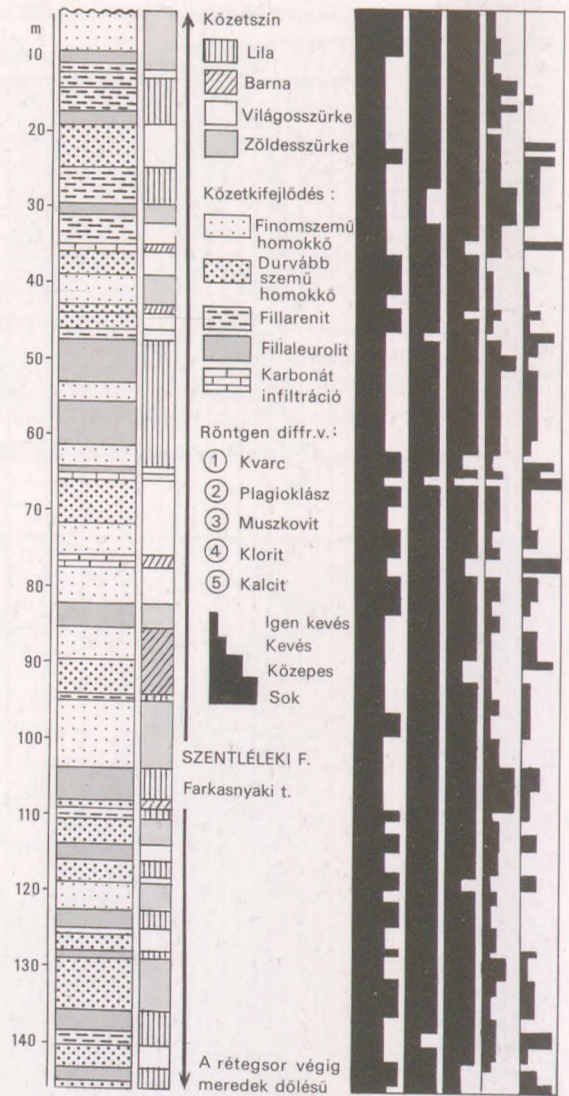
M 1:5000



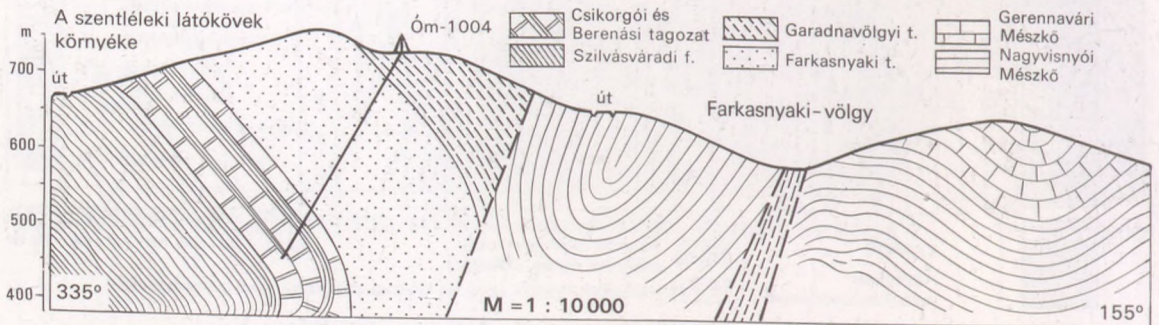
48 A Szilvásvár Szvd-1002 jelű fúrás rétegsora, a Farkasnyaki tagozat földtani alapszelvénye (MÉV)



50 Az Óm-1004 jelű fúrás rétegsora



51 Az Óm-7 jelű fúrás vizsgálati adatai



49 Földtani metszet az Ómassa Óm-1004 sz. fúrásán keresztül (Szabó Imre)

kis feltárásaiban). Teljes rétegsora a MÉV fúrások figyelembevételével rekonstruálható (48)–(51). Tektonikai okokból egyes rétegcsoportok ezekből is gyakran kimaradnak, kihengerlődnék, elnyíródnak. Típuszelvényének a Szilvásváradi Szvd-1002/A jelű fúrás 46,6–363,9 m közötti rétegsora tekinthető (48).

A fekvőtől a fedő felé haladva a Farkasnyaki tagozat a következő rétegcsoportokra tagolható:

a) *Fehéresszürke-tarka homokkő*. Túlnyomórészt finomszemű, alárendelten közepes szemcse-nagyságú kvarctörmeléből áll, kevesebb muszkovittal és nagyon kevés színes szilikáttal. A földpáttörmelék ritka és bontott (érett üledék). Egyes réteglapokon zöldesszürke kloritos film található. Ez, a néhány kőzetmintában talált tufit jellegű anyaggal együtt távoli vulkáni törmelékszórásra utalhat.

A foltosan megjelenő karbonátosodás és a helyenként felszaporodó pirit másodlagosan keletkezett. Ritkán kalkopirit, galenit és szfalerit, ill. pirit utáni limonitos pszeudomorfózák is találhatóak. Ezeket általában urán indikációk kísérik. Szénült növénymaradványok és szervesanyag nincs, ezért kedvezőtlenek voltak a szingenetikus, ill. a késői diagenetikus uránosodás redox feltételei. A szórt ércásvány képződés hidrotermális metasomatózis eredménye.

b) *Vörös-tarka homokkő*. A fehéresszürke-tarka homokkőből fokozatosan fejlődik ki. Barnász-vörös, lilász-vörös, szürke, zöldesszürke homokkő és aleurolit különböző vastagságú rétegeiből áll. Leggyakoribb a barnász- és lilász-vörös, finom- és alárendelten középszemcsés, gyakran csillámos homokkő és aleurolit. A szemcse-nagyság a fedő felé fokozatosan finomodik. Rétegzettsége kifejezettebb, mint a fekvő rétegcsoporté. A ritkán megfigyelhető bioturbációs jelenségek az egyetlen életnyomok. A selymesfényű kloritos rétegfelszínnek, vékony közbetelepülések vulkáni tufaszórásra utalhatnak. A Nagyvisnyó Nv-1009 jelű fúrás 289. méterében 5–10 cm selymesfényű, zsiros tapintású kloritpalát harántoltak.

Az ásványos összetétel uralkodó eleme a szögletes kvarc- és kvarcittörmelék. Viszonylag nagy a muszkovit és a szericit részaránya, gyakran megfigyelhető jelenség a muszkovit és a klorit összenövése. Kevés kloritosodott biotit is található. Járu-

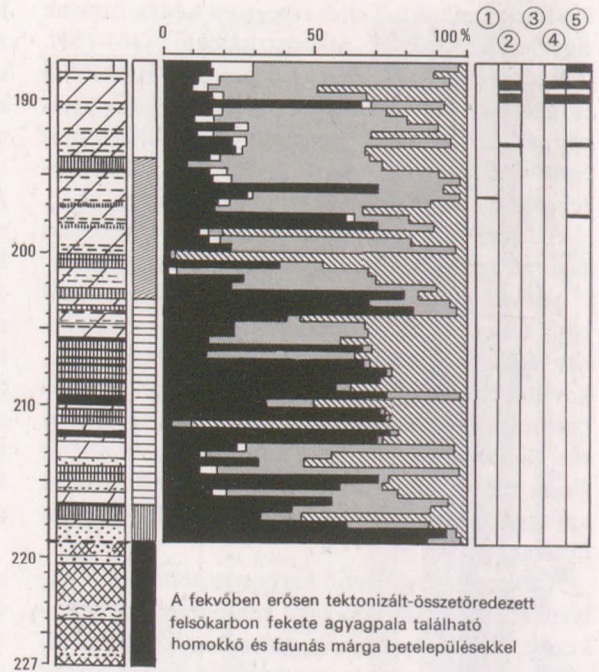
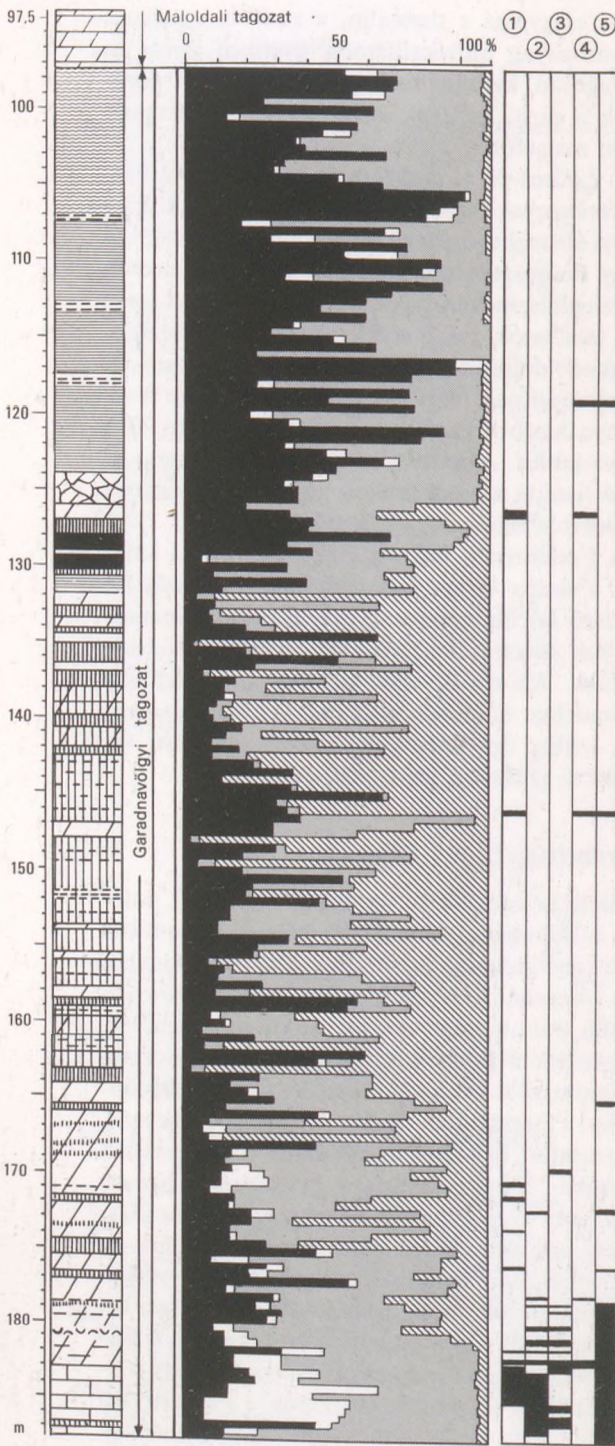
lékos elegyrész a turmalin, a rutil és a cirkon. A kötőanyag hidrocillámos, gyengén kovás és utólagosan karbonátosodott. Másodlagos ásványok a pirit, hematit, leukoxén és a kalkopirit utáni malachit.

c) *Lilász-vörös aleurolit és finomszemű homokkő*. A Farkasnyaki tagozat felső részére főleg a lilász-vörös aleurolit-agyagkő kifejlődés a jellemző, vékony finomszemcsés homokkő betelepülésekkel. A rétegfelszíneken helyenként féregjáratok nyomai találhatók. Felső részében rétegszerűen elhelyezkedő dolomit-, ritkán szideritgumók vannak. Az aleurolitpala főleg szericitből áll, a kvarc részaránya kisebb. Járulékos ásvány a hematit és a lepidokrokit. A lilász-vörös aleurolit rétegcsoport felső határát a zöldesszürke agyagkő, dolomit és anhidrit rétegek megjelenése jelzi. [73]

A Farkasnyaki tagozat ásvány-kőzettani jellegei, a redox viszonyok gyakori váltakozása (az oxidatív körülmények túlsúlyával) és az ősmaradványok hiánya kontinentális üledékképződésre utalnak. Az areális denudációból származó túlnyomórészt finomszemcsésű törmelékanyag, száraz, meleg égővben, tengermenti síkságon, sekélyvízű tavakban halmozódhatott fel.

Garadnavölgyi tagozat

Élénk zöldesszürke agyagkőbe ágyazott dolomit és dolomárga rétegekből, valamint dolomittal váltakozó gipsz-anhidrit rétegekből, ill. padokból álló rétegsor. A dolomit a felszínen lyukacsosan mállik (rauhwacke). A kvarctartalom alárendelt. Gyakoriak a hexaédres piritkristályok és kristályhalmazok. Jellegzetes sabkha fáciesű képződemény (Fiammazza fácies a Déli-Alpokban). Egyenletes, egy ütemű fokozatos transzgresszió terméke. Típuszelvénye a Nagyvisnyó Nv-18 jelű fúrás 97,5–218 m közötti rétegszakasza (52). Egyes anhidrit padok vastagsága a 4–5 m-t is eléri. Felszíni típuszelvénye a garadna-völgyi pisztrángnevelő tavak melletti útbevágásában található [72]E. Gyenge feltárásait ismerjük a Bácsó-völgyben és a nagyvisnyói Cigány-völgy torlójánál. A tektonikai mozgások a Farkasnyaki és különösen a Garadnavölgyi tagozatot vették igénybe a legintenzívebben, ezért rendkívül ritka ezek hosszabb szakaszon zavartalan rétegsora.



Jelmagyarázat :
Rétegoszlop

- | | | | |
|--|--------------------------|--|---------------------|
| | Agyamárga-dolomit | | Gipsz-anhidrit |
| | Szürke-sötétszürke agyag | | Mészkö |
| | Dolomit | | Lilás-vörös homokkő |
| | Gipszes-márgás dolomit | | |

Kőzet szín

- | | | | | | |
|--|--------------|--|------------------|--|--------|
| | Szürke | | Szürkészöld | | Fekete |
| | Zöldesszürke | | Vörös-lilásvörös | | |

Kémiai összetétel

- | | | | |
|--|----------------------------|--|-------------------------------------|
| | Savban oldhatatlan maradék | | CaMg(CO ₃) ₂ |
| | CaCO ₃ | | CaSO ₄ |

Ősmaradványok

- ① Alga (Gymnocodium)
- ② Kisforaminifera
- ③ Vermes (Spirorbis sp.)
- ④ Kisgastropoda
- ⑤ Ostracoda

Zónajelző: Hollinella schreteri Kozur (176 és 193 m között)

További Ostracoda fajok:

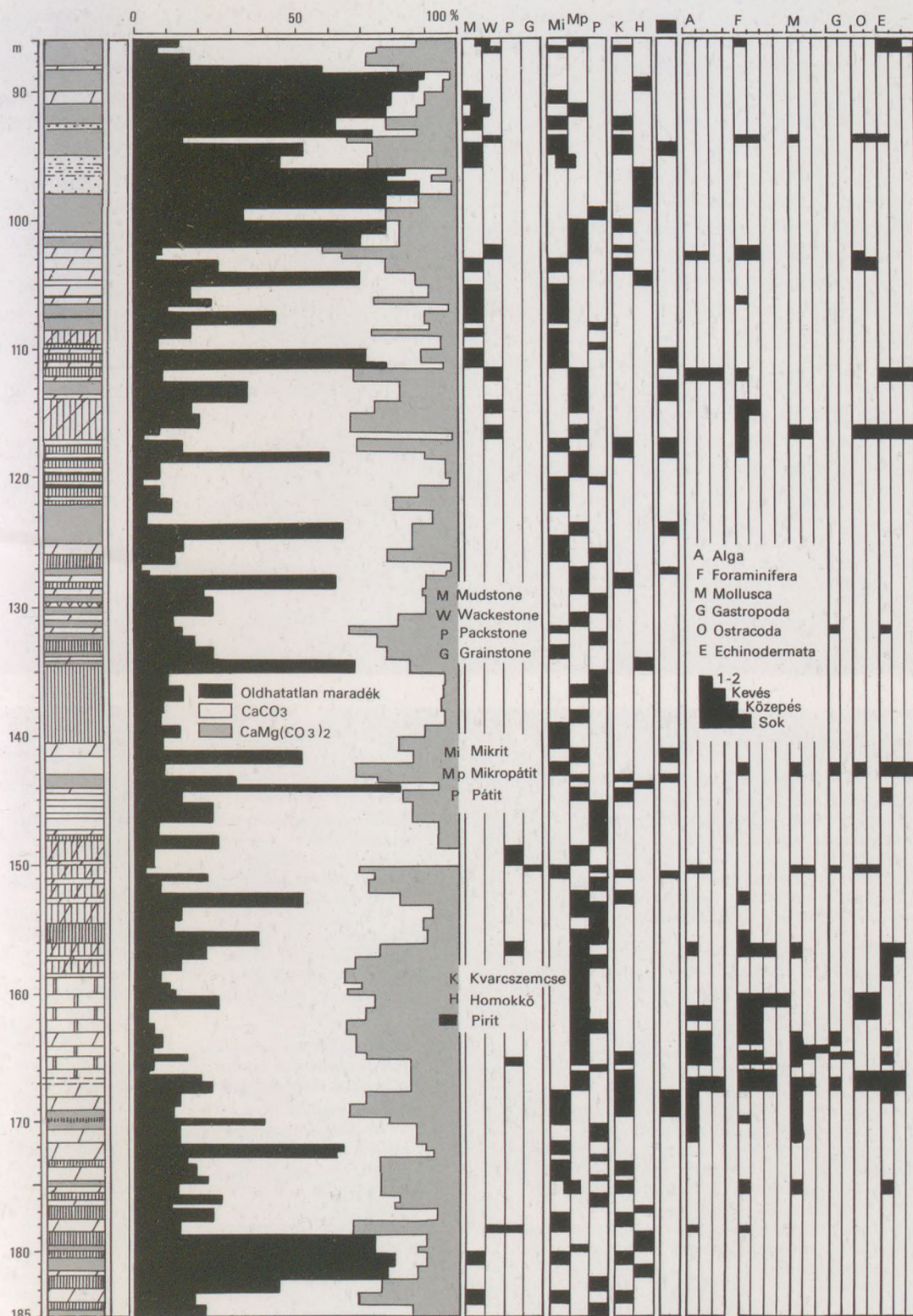
Bairdiacypris ventralis Chen

Callicythere mesopermiana Kozur

Sulcella mesopermiana Kozur

Howorthina sp. Judahella sp.

52 A Nagyvisnyó Nv-18 jelű fúrás 97,5 m-től 219 m-ig terjedő rétegsora a Garadnavölgyi tagozat típusszelvénye



53 A Garadnavölgyi tagozat képződményei a Nv-4(13) jelű fúrás rétegsorában

A zöldesszürke agyagpala dolomitos–meszes, vagy szericites–kovás, szubmikroszkopikus kötőanyagába ágyazott ásványszemek között a muszkovit (3–20 µm) uralkodik, gyakori a klorit (6–20 µm); a legfeljebb 30 µm nagyságú kvarc-szemcsék erősen háttérbe szorulnak. Ezenkívül még turmalin (6–8 µm) figyelhető meg. Röntgen-vizsgálattal illit is kimutatható.

A sabkha fáciesű Garadnavölgyi tagozat dolomit és dolomitos mészkőrétegei kis fajszerű, nagy egyedszámú ősmaradványegyüttest tartalmaznak (x = gyér, xx = gyakori, xxx = tömeges mennyiségben):

Algae: *Cyanophyceae* xx, *Tubiphytes obscurus* MASLOV x.

Foraminifera: *Fusulinida* x, *Apterinella* sp. xx, *Globiválvulina* cf. *vonderschmitti* REICHEL xx, *Glomospira* sp. xxx, *Hemigordius* cf. *ovatus* GROZ-

DILOVA xx, *Hemigordius* sp. xx, *Kamurana* cf. *broennimanni* ALTINER et ZANINETTI x.

Serpula: *Spirorbis* sp.

Ostracoda: *Callicythere mazurensis* (SYK) x, *Cryptobairdia altiarca* (CHEN) xxx, *C. hungarica* (ZALÁNYI) x, *C. lungtanensis* (CHEN) xx, *Hollinella schreteri* KOZUR xxx, *Microcheilina* sp. x, *Parabythocythere* sp., *Sulcella mesopermiana* KOZUR xxx. [72]

Rétegtanilag csupán az Ostracodák értékelhetők. A *Cryptobairdia altiarca* faj a középsőperm-ben gyakori, de már a magasabb alsóperm-ben is megtalálható. A *Hollinella schreteri* szorosán kapcsolódik a középsőpermre jellemző *Hollinella elliptica* ISHIZAKI fajhoz. A felsőperm-ben már csak egészen ritkán lép fel. A *Hollinella schreteri* KOZUR uralkodó részarányú, zónaalkotó faj a tárgyalt faunában.

Táblamagyarázatok [71]–[74]

[71] Szentléleki formáció, Farkasnyaki tagozat

- A Zöldesszürke agyagpala (a Farkasnyaki tagozat felső része), Garadna-völgy útbevágás, a pisztrángnevelő tavak közelében
 B Lilásszürke aleurolitpala (a Farkasnyaki tagozat felső része), Bácsó-völgy útrézsű, a Szvd-1002 jelű fúrás közelében

[72] Szentléleki formáció, Garadnavölgyi tagozat Ostracodák a *Hollinella schreteri* zónából (A–D, legfelső középsőperm; KOZUR, H).

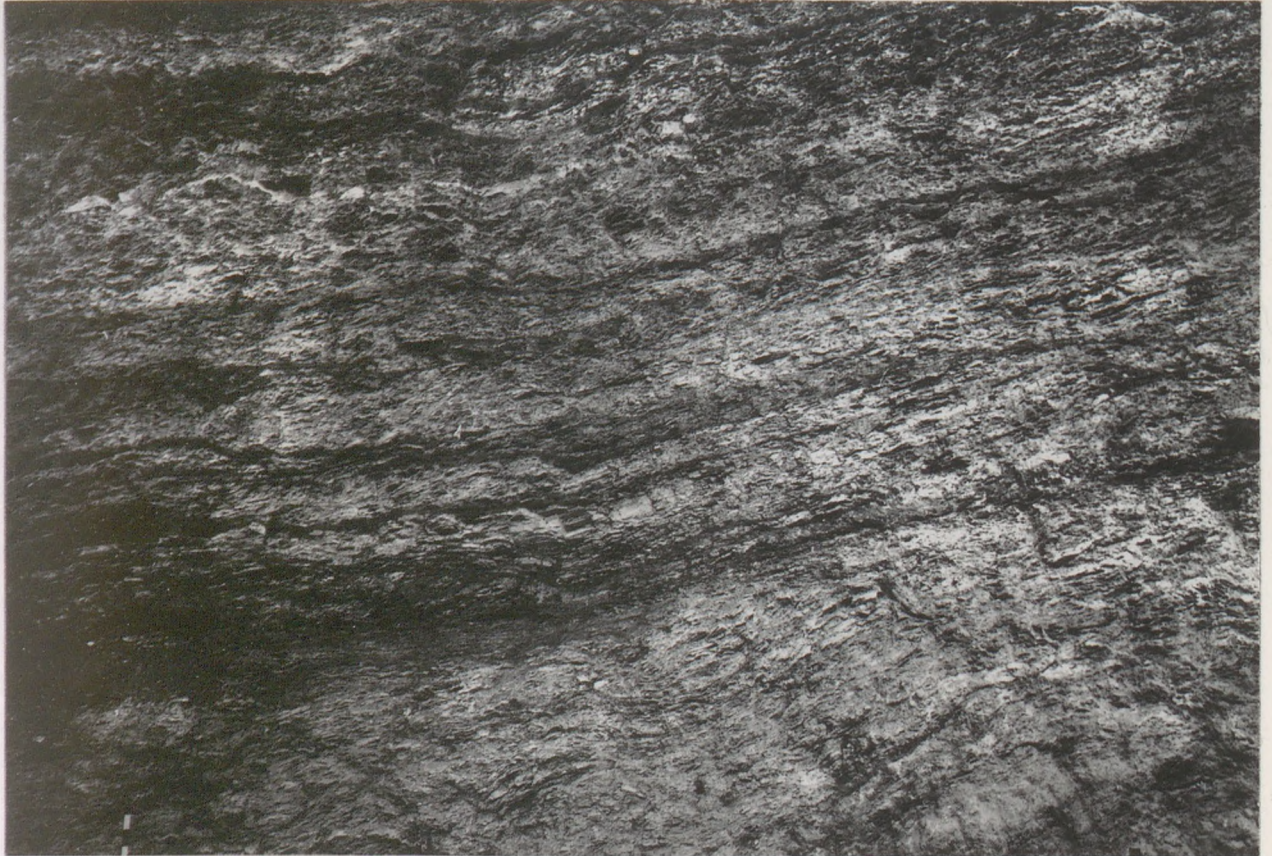
- A *Hollinella schreteri* KOZUR
 A₁ bal teknő, juvenilis pld., 78 ×
 A₂ felülnézet 60 ×, A₃ jobb teknő ♀, 60 ×
 Nv-4 (13) jelű fúrás 160,5 m
 B *Cryptobairdia hungarica* (ZALÁNYI)
 bal teknő 54 ×, Nv-4 (13) jelű fúrás 159,9 m
 C *Cryptobairdia altiarca* (CHEN)
 bal teknő, 48 ×, Nv-4 (13) jelű fúrás 159 m
 D *Sulcella mesopermiana* KOZUR
 Nv-4(13) jelű fúrás 160,5 m, D₁ bal teknő ♀,
 D₂ felülnézet, D₃ jobb teknő ♂, 72 ×
 E Dolomit rétegek zöldesszürke agyagpalában, Garadna-völgyi útbevágás, a pisztrángnevelő tavak közelében

[73] A Szentléleki formáció kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe

- A Aleurolitpala szöveti képe, dolomit romboéderekkel, Szentléleki-völgy, a forrás alatt közvetlenül, 40 ×, 1N
 B Aleurolitpala szöveti képe
 Nagyvisnyó Nv-4(13) jelű fúrás 89 m, 158 ×, +N
 C Metavulkanit, Szentlélek, a katonai terület kerítésénél, 40 ×, 1N,
 D Dolomit és albit kristályok gipszben
 Nagyvisnyó Nv-4(13) jelű fúrás 106,1 m, 158 ×, +N

[74] A Szentléleki formáció törmelékes képződményeinek anhimetamorfozisa (Szentlélek környéki minták) (ARKAI P.)

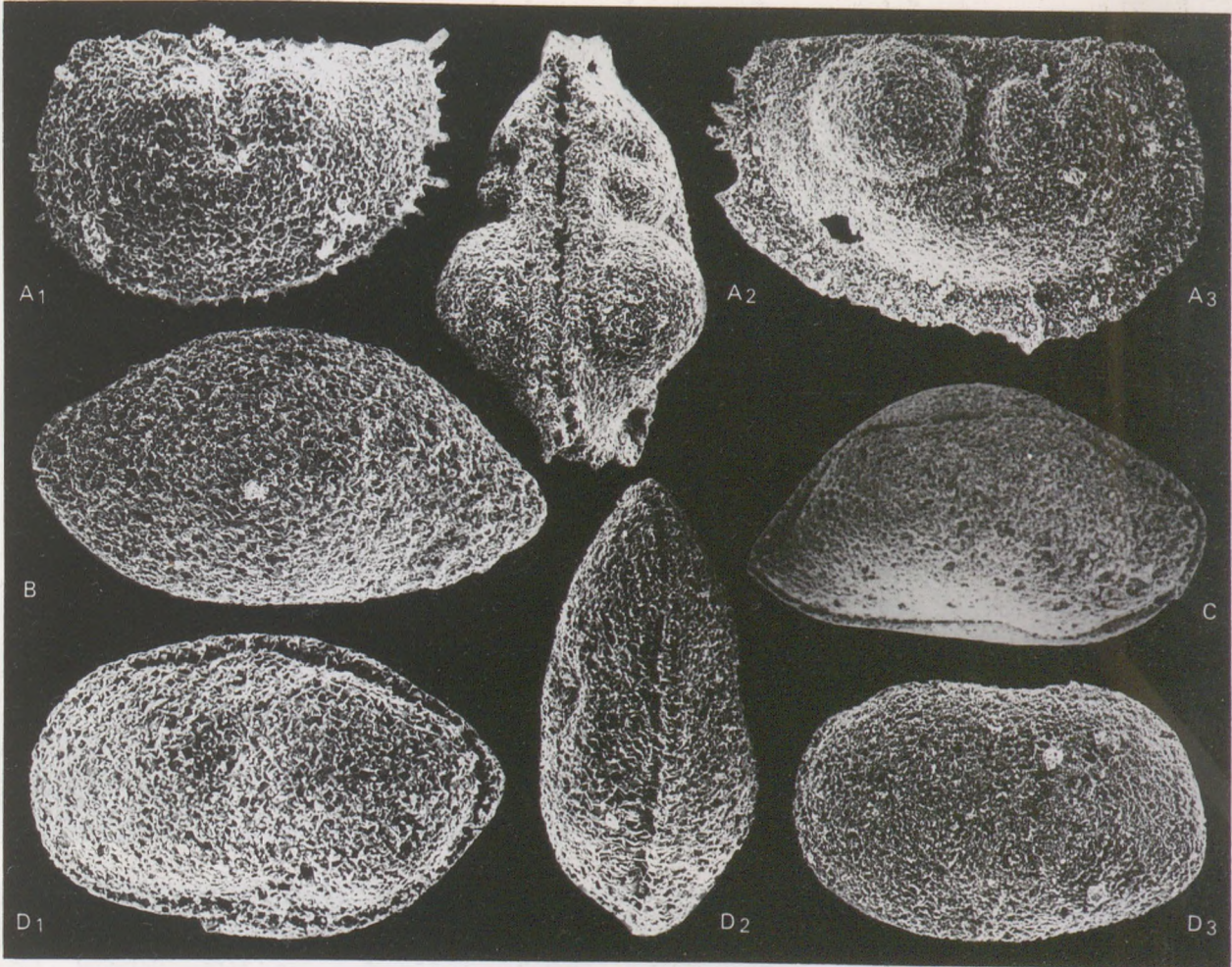
- A Homokkőpala, 40 ×, +N
 B Törmelékes kvarc-szemcsék kvarc–szericites szoros továbbnövekedése aleurolitpalában, 158 ×, 1N
 C Törmelékes kvarc-szemcsék szálkás továbbnövekedése homokkőpalában, 158 ×, +N
 D Deformált törmelékes muszkovit, szericites továbbnövekedéssel homokkőpalában, 158 ×, +N



A



B





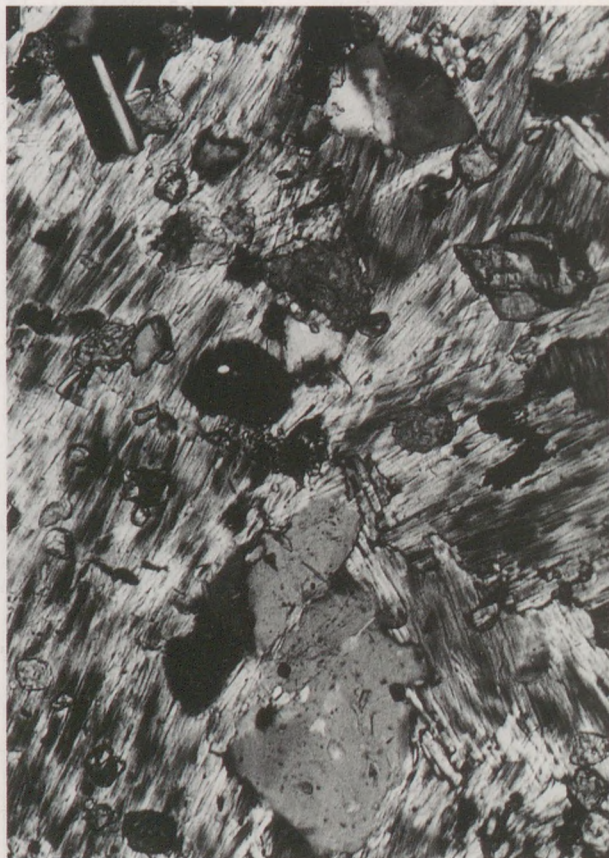
A



B



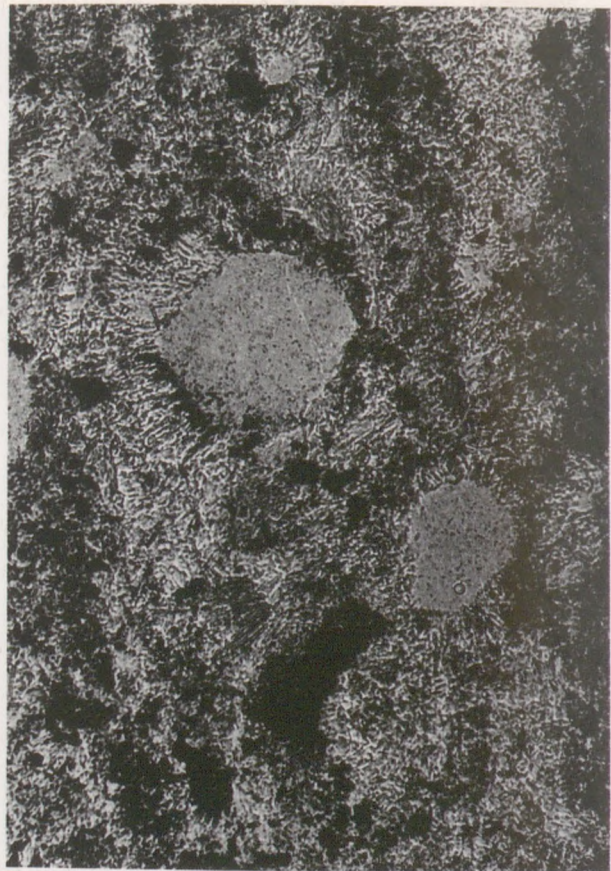
C



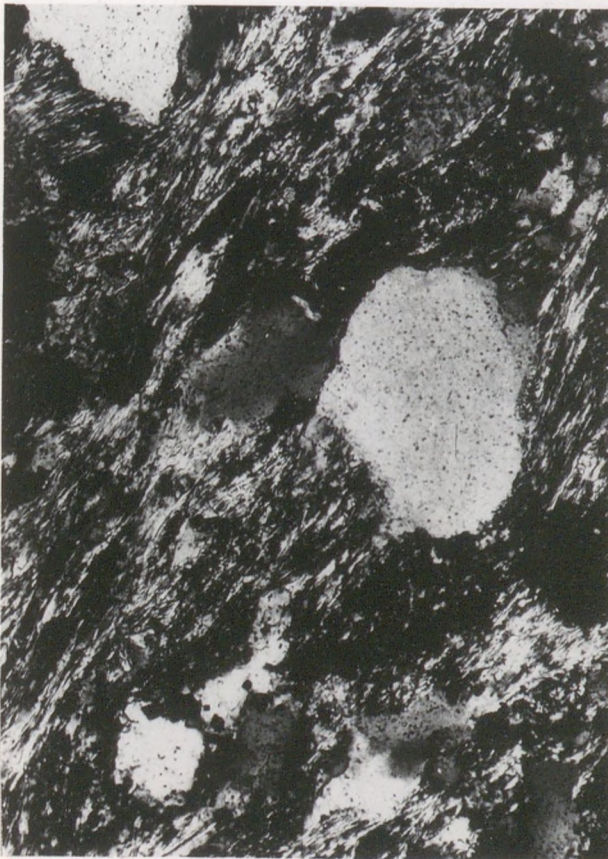
D



A



B



C



D

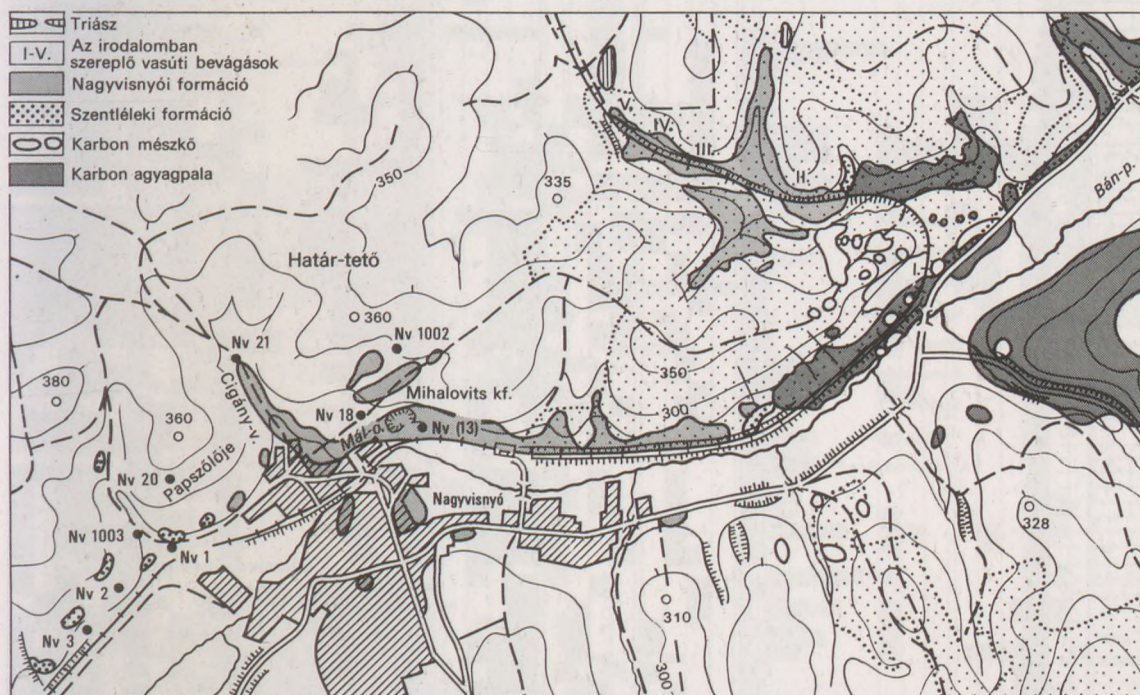
Nagyvisnyói Mészkö formáció

Máloldali tagozat

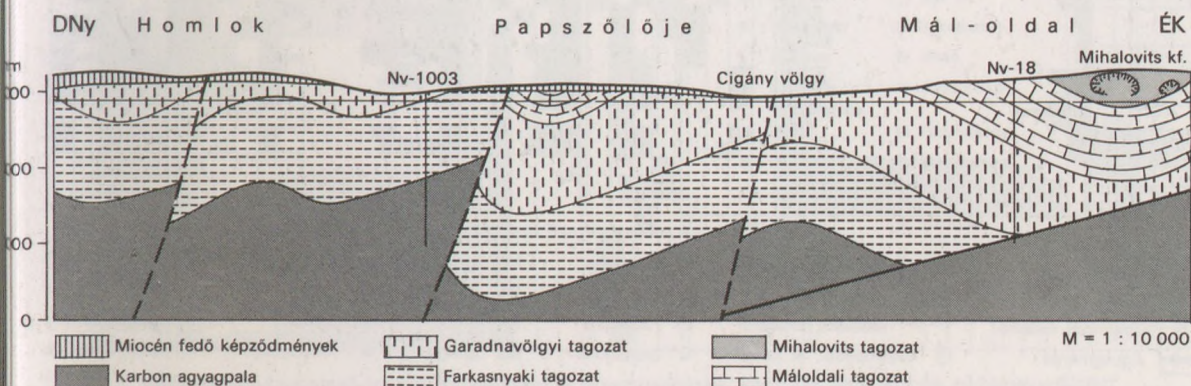
A Nagyvisnyói Mészkö formáció alsó, mintegy 50–100 m vastagságú rétegcsoportja, a dolomit és mészkő váltakozásából álló Máloldali tagozat. A dolomit részaránya felfelé csökken. A fekvőjé-

ben települő Garadnavölgyi tagozattól az arra jellemző zöldesszürke agyagkő kimaradása különíti el. Fedőjében üledékfolytonossággal települ a Nagyvisnyói formáció sötétszürke–fekete bitumenes mészkőrétegekből álló Mihalovits tagozata.

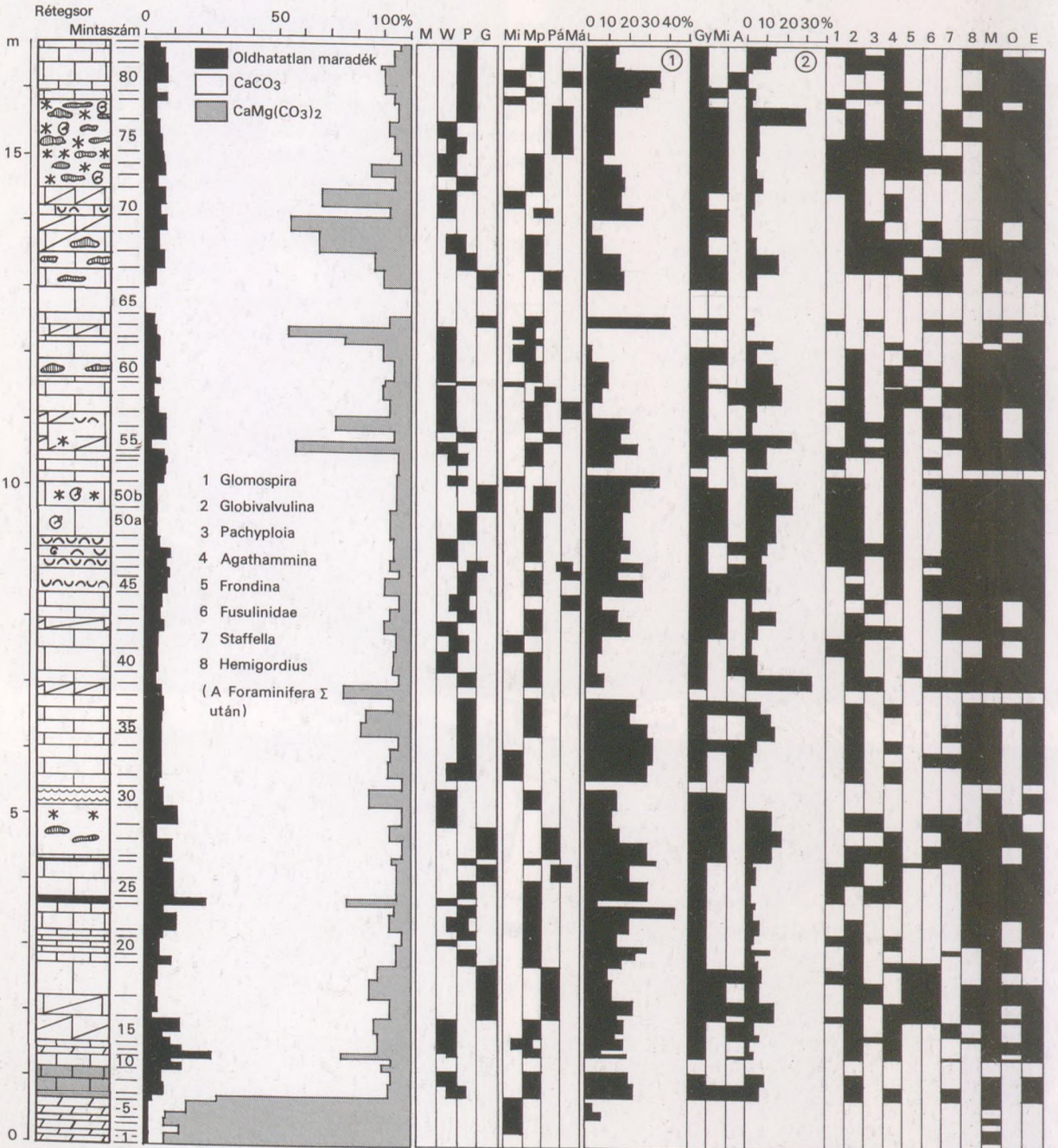
A Máloldali tagozat felszíni alapszelvénye Nagyvisnyón a Cigány-völgy bejáratától a Mihalovits-kőfejtőig terjedő domboldalon (Mál-oldal) tanulmányozható (54–56), [75]. A rétegsor alsó



54 Karbon és perm feltárások Nagyvisnyó környékén M = 1 : 25000



55 Földtani metszet a Nagyvisnyótól ÉNy-ra húzódó dombsor peremén



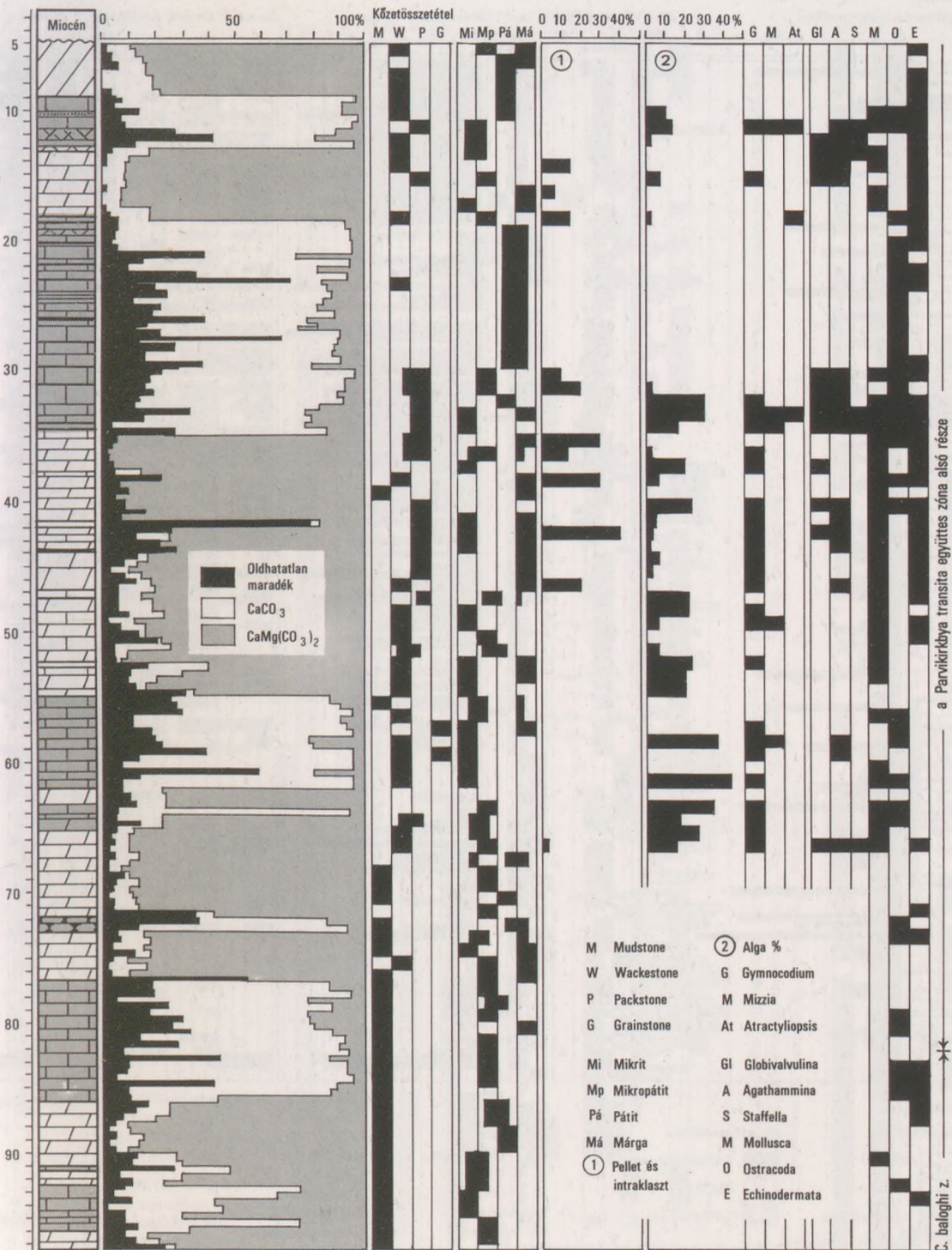
Jelmagyarázat:

- Mészó
- Dolomit
- Dolomitos mészkő
- Agyagmárga
- Sztíloitos réteglap
- Kovalencsék
- Mollusca lumasella
- Gastropoda
- Korall

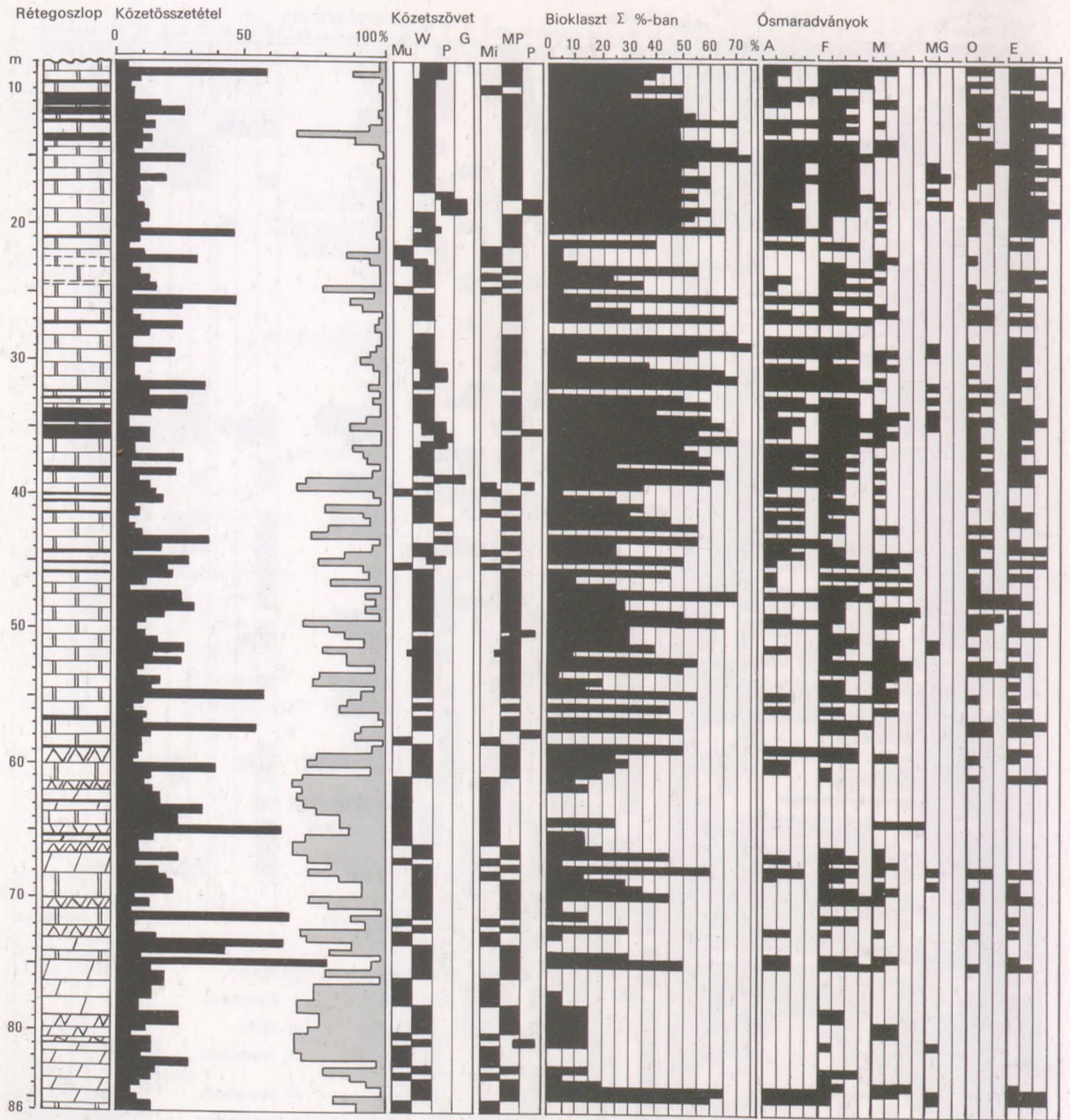
A vékonycsiszolat vizsgálatot Csontos L., Horváth Á. és Tardíné Filácz E. végezte

- M Mudstone
- W Wackestone
- P Packstone
- G Grainstone
- Mp Mikrit
- Mi Mikropát
- Pá Pát
- Má Márga
- ① Alga %
- Gy Gymnocodium
- Mi Mizzia
- A Atractyloipsis
- ② Foraminifera %
- M Mollusca
- O Ostracoda
- E Echinodermata

56 A Máloldali tagozat felső része a nagyvisnyói Mál-oldalon



57 A Mátyásfalvi tagozat képződményei a Nagyvisnyó Nv-18 jelű fúrás rétegsorában



Jelmagyarázat

Kőzetkifejlődés

- Mészkő
- Dolomit
- Agymárga
- Dolomitos mészkő

Kőzetösszetétel

- Oldhatatlan maradék
- CaCO₃
- CaMg(CO₃)₂

Kőzetszövet

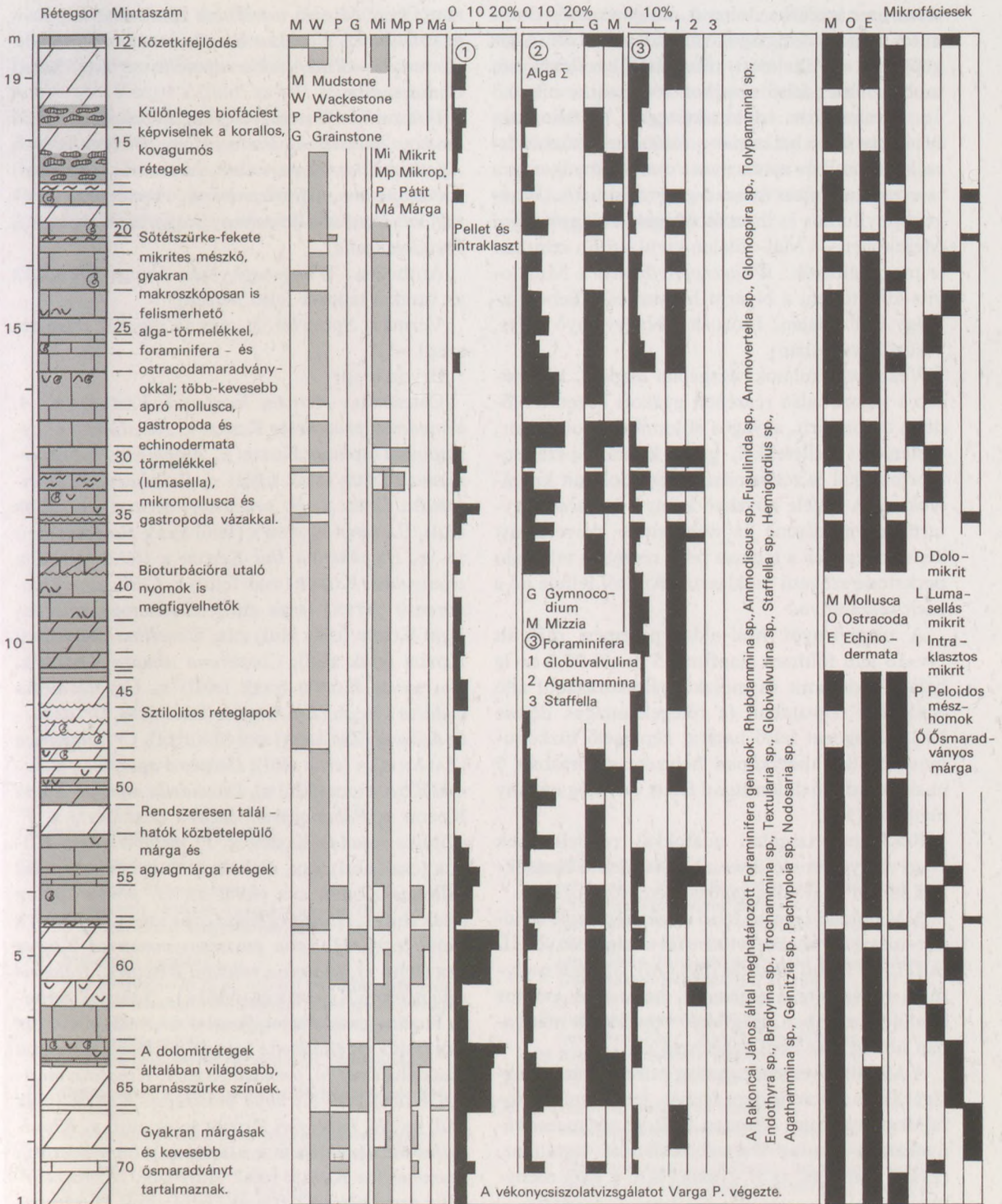
- Mu Mudstone
- W Wackestone
- P Packstone
- G Grainstone
- Mi Mikrit
- Mp Mikropátit

A vékonycsiszolatok vizsgálatát Tardiné Filác E. végezte

- P Pátit
- Ósmaradványok
- A Alga
- F Foraminifera
- M Mollusca
- MG Mikrogastropoda
- O Ostracoda
- E Echinodermata

- 1-2
- Kéves
- Közepes
- Sok

58 A Máloldali tagozat képződményei a Nv-4(13) jelű fúrás rétegsorában



59 A Mátyásföldi tagozat a Nagyvisnyó II. sz. vasúti bevágásban

része barnásszürke dolomit, dolomárga és dolomitos mészkő rétegtagok váltakozásából áll. A tagozatnak a Mihalovits-kőfejtőhöz közelebb eső, jobban feltárt felső részében sötétszürke mészkő és barnásszürke dolomitrétegek váltakoznak. A tagozat felső határának a sötétszürke tűzkölenéseket, korall és mészszivacs maradványokat tartalmazó dolomitos mészkő-pad tekinthető. (*Waagenophyllum* és inozoás rétegek a Nagyvisnyói Mészkőben – a Mál-oldalon kívül – több szintben is megtalálhatók: *Waagenophyllum* a Mihalovits-kőfejtőben, a Nyárju-hegyen és a Sebesvíz-völgy K-i oldalán; Inozoák a Nagyvisnyó V. sz. vasúti bevágásban).

Vékonycsiszolatok vizsgálata alapján, különösen a tagozat alsó részében gyakori kőzetkifejlődés a dolomikrit, agyagos dolomikrit, dolosparit; esetenként pelletekkel, gipsz kristály pszeuromorfózakkal és zónás növekedésű dolomit kristályokkal. A felfelé növekvő arányú ősmaradványtartalom mudstone és wackestone szövettípust képvisel és csak a tagozat felső részében található packstone szövetű bioklasztit. Alulról felfelé nő a pátit rézaránya.

A nagyvisnyói Mál-oldal peremén mélyült Nv-18 jelű földtani alapfúrás 5 m-től 97,5 m-ig haladt a dolomit és mészkő váltakozásából álló Máloldali tagozatban (a rétegek átlagos dőlése 15°). A tagozat felső határát képviselő tűzkőgümös-korallós mészkőpad helyzete a fúrásban 5 m-nél kezdődő dolomitpad felett van még néhány méterrel (57).

Részletes vizsgálati adatokkal rendelkezünk Nagyvisnyó Nv-4(13) és a Nv-1012 jelű fúrásokban feltárt Máloldali tagozat rétegsoráról (58).

A Máloldali tagozat felső részét képviselő dolomit-mészkő váltakozást tárt fel a nagyvisnyói II. és III. sz. vasúti bevágás (59), [76]. Számos mélyfúrás harántolta a tagozatot, határainak pontos kijelölése azonban, megfelelő vizsgálatok hiányában utólag már nem végezhető el.

A Máloldali tagozat gazdag mikroflórát (mészalgákat) és Foraminifera faunát, felső határán korallokat, valamint Vermes és Bryozoa maradványokat és gazdag Ostracoda faunát tartalmaz. (xxx = tömeges, xx = gyakori és x = gyér mennyiségben):

Algae: *Gymnocodium bellerophontis* (ROTH-

PLETZ) xx, *Mizzia velebitana* SCHUBERT xx, *Permolcalculus* cf. *plumosus* ELLIOT xx, *Permolcalculus* cf. *tenellus* (PIA) x, *Vermiporella serbica* PIA x, *Codiaceae* xx.

Foraminifera nemzetségek: *Glomospira*, *Earlandia*, *Tuberitina*, *Pachyphloia*, *Globivalvulina*, *Agathammina*, *Hemigordius*, *Nodosaria*, *Froncina*, *Lunucammia*, *Climacammina*, *Anmodiscus*, *Paraglobivalvulina*, *Baisalina*, *Staffella*, *Nankinella*, *Pseudolangella*.

Anthozoa: *Waagenophyllum huangi* DOUGLAS xx (csak a tagozat felső részén).

Vermes: *Spirorbis* sp. xxx (a tagozat felső részén).

Bryozoa sp.

Ostracoda: *Acratia hungarica* KOZUR xx, *A. visnyoensis praecursor* KOZUR x, *Acratinella posterospinosa aspinosa* KOZUR x, *Amphissites suprapermiana* KOZUR (csak felül) x, *Bairdiacypris longirobusta* CHEN x, *B. praewangi* KOZUR xxx (csak alul), *B. wangi* KOZUR x (felül xxx), *Bairdiacypris* sp. x, *Baschkirina shii* KOZUR x (felül xx), *Ba. triangularis* KOZUR (csak felül) x, *Callicythere mazurensis* (STYK) (csak alul), *Carinaknightina baloghi* KOZUR (csak alul) xxx, *Cavellina visnyoensis* KOZUR (csak alul), *Cooperuna sinuata* KOZUR x, *Co. tenuis* KOZUR (csak felül) x, *Cryptobairdia deducta abscisa* (ZALÁNYI) x (felül xxx), *Cr. deducta deducta* (ZALÁNYI) xxx (felül xx), *Cr. hungarica* (ZALÁNYI) x (csak alul), *Dentoparaparchites zalányi* KOZUR xxx (felül x), *Discoidella suprapermiana* KOZUR x, *Fabalicypis? decliva* (ZALÁNYI) x, *F. elliptica rotunda* KOZUR x, *F. mesopermiana* KOZUR (csak alul) xxx, *Fabalicypis* sp. *Haworthina kelleitae* KOZUR xxx (felül x), *H. prona* KOZUR (csak alul) x, *Hungarogeisina cava cava* (ZALÁNYI) x (felül xxx), *H. cava posteroasymmetrica* KOZUR xxx (felül x), *Indivisia pelikani* KOZUR x, *Italogeisina transita* KOZUR xxx (felül x), „*Jonesia*” *permica* KOZUR (csak alul) x, *Jonesia schornikovi* KOZUR xxx (felül x), *Judahella bogschi praebogschi* KOZUR (csak alul) xx, *Ju. permica* KOZUR, *Kindella mostleri* KOZUR xx, *Kirkbya buekkensis* KOZUR (csak alul) xx, *K. knuepferi* KOZUR (csak alul) x, *Kloedcytherella oertlii* KOZUR x (felül xx), *Lamellacratia asymmetrica* KOZUR (csak alul) xxx, *Microcheilina peroi peroi* KOZUR xx (felül xxx), *M. visnyoensis* KOZUR (csak felül) x, *Monoceratina? buek-*

kensis KOZUR (csak felül) xx, *Parahollinella visnyoensis* KOZUR x, *Parvikirkbya laevis* KOZUR x (felül xx), *P. rara* KOZUR (csak felül) x, *P. transita raricostata* KOZUR x (felül xx), *P. transita transita* KOZUR x (felül xxx), *Praelobobairdia silenitiformis* KOZUR xxx, *Praepilatina minuta minuta* KOZUR xx (felül xxx), *Pr. minuta subtriangularis* KOZUR xx, *Praezabythocypris pulchra* KOZUR xx (felül x), *Pseudobythocypris suprapermiana* KOZUR xxx (fe-

lül x), *Pseudorayella hungarica* KOZUR xxx (felül x), *Silenis permica* KOZUR xx (felül x), *Sulcella mesopermiana* KOZUR xx, (felül x). [77]

A *Carinaknightina baloghi* zónában a sôtartalom gyakran kissé magasabb, de már az euhalin sôtartalomhoz közeli. Számos olyan faj szerepel, amely a gyengén hipersalin sôtartalmú vízben élt, mint pl. a *Callicythere mazurensis* (STYK) és a *Dentoparaparchites zalanyii* KOZUR.

Táblamagyarázatok [75] – [78]

[75] Nagyvisnyó, Mál-oldal

- A Vastag dolomitpadok
- B Dolomit rétegek kovalencsékkel (K)
- C A Mál-oldal Nagyvisnyó felőli

[76] Máloldali tagozat

- A A Nagyvisnyó II. sz. vasúti bevágás rétegsora
- B A *Carinaknightina baloghi* zóna gyúrt rétegei (mészko, vörös és zöldesszürke agyagbe-településekkel)
- Bálvány–Szedres, az erdei út rézsűjében

[77] Ostracodák a *Carinaknightina baloghi* zónából (KOZUR, H.)

- A *Hungarogeisina cava posteroasymmetrica* KOZUR, A₁ jobb teknő, A₂ felülnézet, 94 ×, Nv-4(13) jelű fúrás 39,3 m
- C *Italogeisina transita* KOZUR C₁ bal teknő, C₂ felülnézet, 100 ×, Nv-4(13) jelű fúrás 39,3 m

- B *Microcheilina hungarica* KOZUR jobb teknő 150 ×, Nv-4(13) jelű fúrás 39,3 m
- D *Lamellacratia asymmetrica* KOZUR jobb teknő 100 ×, Nv-4(13) jelű fúrás 44,1 m
- E *Kirkbya buekkensis* KOZUR jobb teknő 72 ×, Nv-4(13) jelű fúrás 39,3 m
- F *Carinaknightina baloghi* KOZUR bal teknő 100 ×, Nv-4(13) jelű fúrás 47,7 m
- G *Judahella permica* KOZUR bal teknő 200 ×, Nv-4(13) jelű fúrás 44,1 m
- H *Kindlella mostleri* KOZUR bal teknő 72 ×, Nv-4(13) jelű fúrás 74,8 m

[78] Waagenophyllum-os rétegek

- A *Waagenophyllum indicum* (WAAGEN et WENTZEL), Nagyvisnyó, Mihalovits kőfejtő 3 ×
- B *Waagenophyllum indicum* (WAAGEN et WENTZEL), 1 ×, Nyárju-hegy, farkasnyaki útkanyar
- C *Waagenophyllum*os rétegek a farkasnyaki útkanyarban, Nyárju-hegy



A



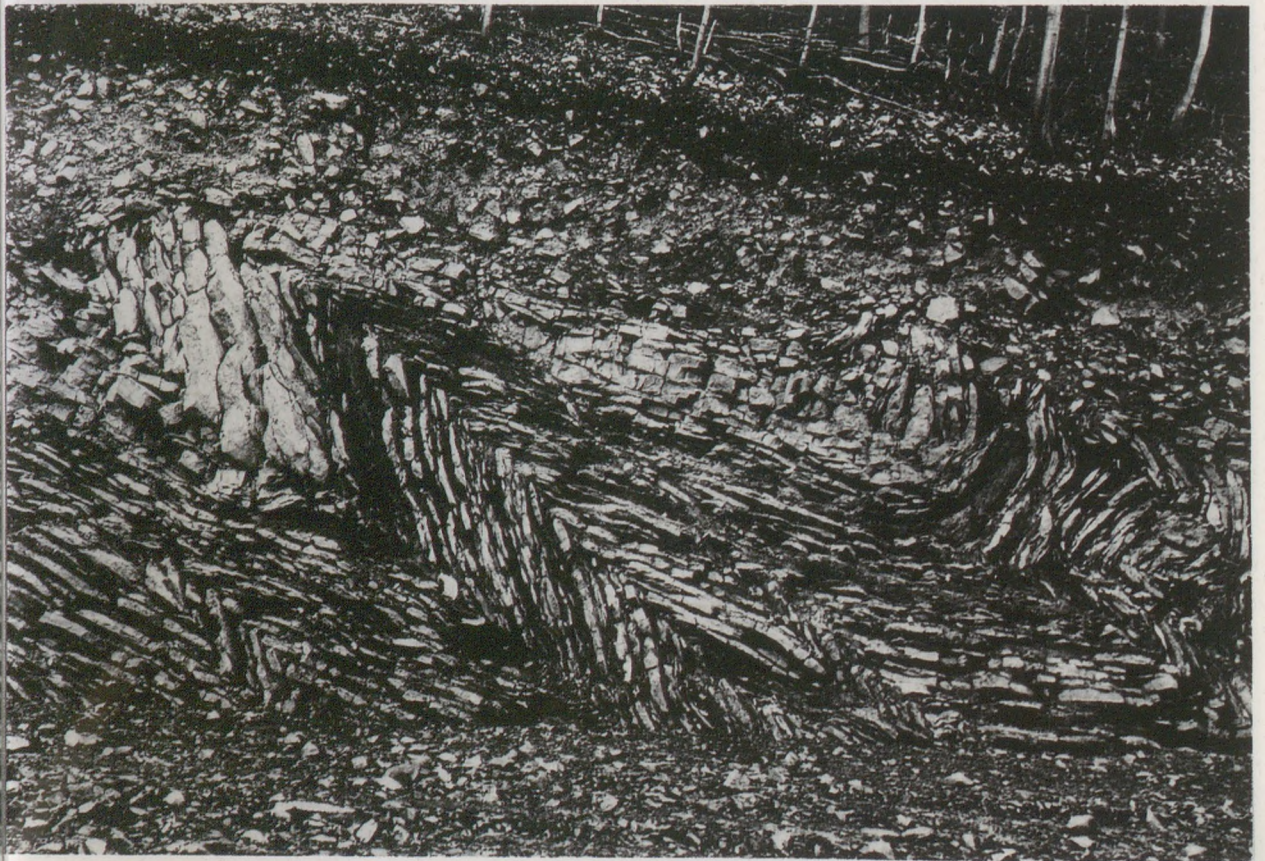
B



C



A



B



A1



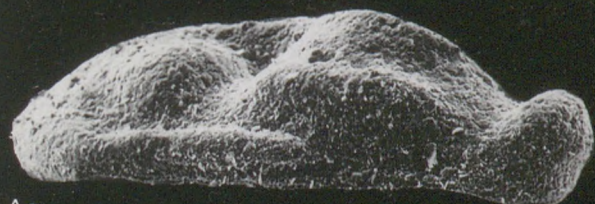
C



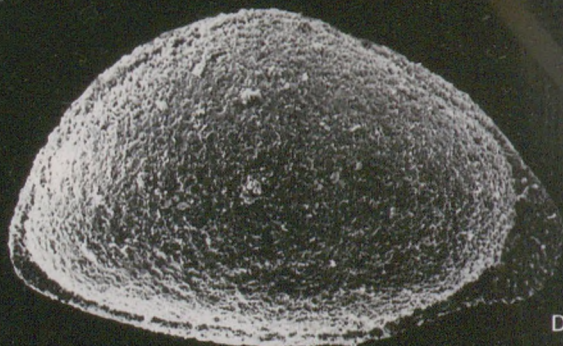
B1



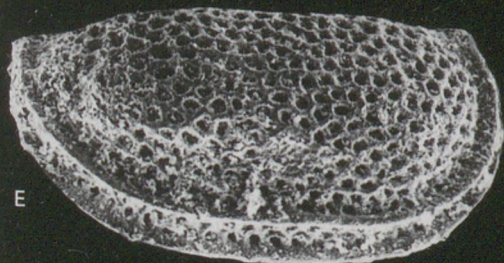
B2



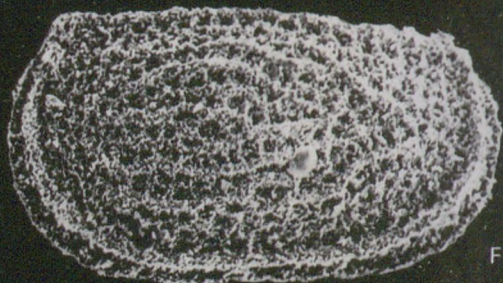
A2



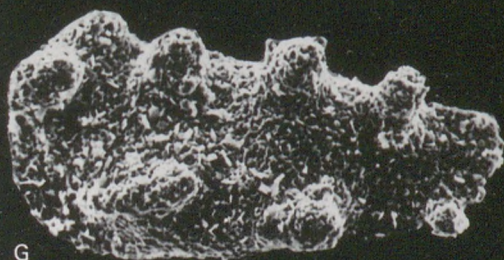
D



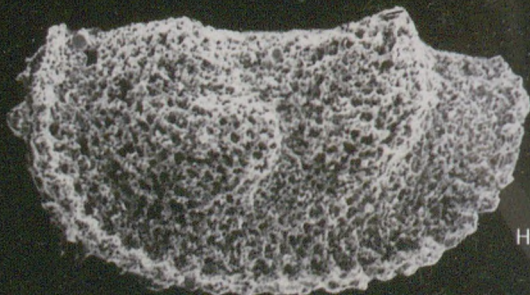
E



F



G



H



A



B



C

Mihalovits tagozat

A Nagyvisnyói Mészke 60–80 m vastagságú, sötétszürke–fekete, bitumenes mészke kifejlődésű rétegcsoportja. Földtani alapszelvénye a nagyvisnyói Mihalovits-kőfejtő rétegsora (61), [79]. Alsó határa a kőfejtő mindkét oldalán feltárt, sötétszürke tűzkölcenséket és *Waagenophyllum* maradványokat tartalmazó dolomitos mészke rétegtag; ill. ahol ez hiányzik, a dolomit és mészke váltakozás felső határa. A fedőt a nagyobb agyagtartalmú, Brachiopodákban, Mollusca és Ostracoda maradványokban gazdag Leptoduszos tagozat képviseli. Az átmenet fokozatos, a kifejlődésbeli különbség csekély. Mindezek nagymértékben megnehezítik a kisebb feltárások rétegtani besorolását. Ez, makrofauna hiányában az Ostracoda fauna meghatározásával lehetséges.

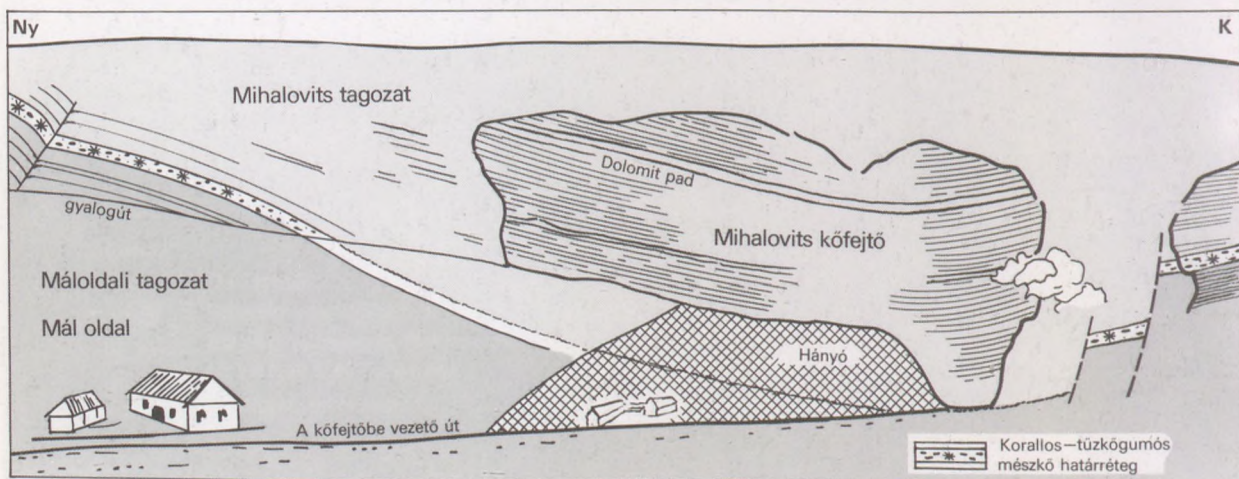
A Mihalovits tagozat sötétszürke–fekete, bitumenes mészke jól rétegzett, túlnyomórészt közepes vastagságú rétegekből áll. Több-kevesebb dolomittartalom szinte minden rétegben található. A Mihalovits-kőfejtő felső részén távolabbról is jól látható a sötétszürke mészke rétegsorban lévő dolomitpad. A reduktív keletkezési körülményeket jelzi a 0,6–0,8% közötti szerves C-tartalom és a viszonylag gyakori piritkristályok. Az agyagtartalom általában kisebb, mint 5%. Az oldhatatlan maradék túlnyomó része agyagásvány,

alárendelten kvarc és szericit; a földpát és a klorit hiányzik (érett jelleg). Kovásodás az ősmaradványok vázrészeiben tapasztalható. Gyakori a szitolitosodás.

Vékonycsiszolatok vizsgálata alapján a Mihalovits tagozat mészke rétegei uralkodó mértékben mészalgás biomikrit és pátos biomikrit jellegű, wackestone szövetű kifejlődésűek. Jelentős még a bioklasztos mikrit, mudstone vagy packstone szövetűvel. Lényegesen kisebb részarányúak a mész-márga, márga, agyagmárga rétegek, valamint a dolomikrit, a dolopátit, a dismikrit, a pelletes és a pátos biomikrit. [80]–[82]. A Mihalovits kőfejtő vizsgálati adatait a (61)A–B ábra mutatja be.

A Mihalovits tagozatból gazdag ősmaradvány együttest határoztak meg. Ez egyben a *Parvikirkbya transita* együttes-zóna ősmaradvány társasága.

Algae: a tagozat (és egyben az egész Nagyvisnyói formáció) leggyakoribb ősmaradványai a mészalgák. A meghatározott genusok közül az *Atractyliopsis*, a *Mizzia* és a *Vermiporella* a *Dasycladaceae*-khez, a *Gymnocodium* *Gymnocodiaceae*-khez tartozik. Jellegetes fajok a *Gymnocodium bellerophonis* (ROTHPLETZ), *Mizzia velebitana* SCHUBERT, *Permocalculus fragilis* (PIA), *P. tenellus* (PIA). Feltűnő a *Gymnocodium* nagy mennyisége; a rétegek túlnyomó részében uralko-



60 A Máloldali és a Mihalovits tagozat típusfeltárásai

dó, esetenként kizárólagos szerepe van. A *Mizziák* a tűzkőgumós, korallós határreátegen kívül a Mihalovits tagozat középső részében voltak nagyobb számban megfigyelhetők. *Vermiporellák* a tagozat alsó és felső (dolomitpados) részében szerepeltek nagyobb mennyiségben. [83]

A mészalgák mellett a Foraminiferák az egyik legjelentősebb mikrofauna társaság. A faunalistát BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ legújabb vizsgálata alapján közöljük: *Pseudovidalina involuta* ZAN., ALT. et CAT., *Angelina alpinotaurica* ALTINER, *Glomospira gordialis* (JONES et PARKER), *Ammovertella inversa* (SCHELLWIEN), *Earlandia dunningtoni* (ELLIOT), *Eotuberitina reitlingerae* MIKL.-MAKLAY, *Tuberitina collosa* REITLINGER, *Monogenerina* sp., *Pachyphloia cukurkoyi* S. DE CIVR. et DESS., *P. gefoensis* (MIKL.-MAKLAY), *P. pedicula* LANGE, *Paraglobivalvulina mira* REICHEL, *Globivalvulina bulloides* (BRADY), *G. cyprica* REICHEL, *G. graeca* REICHEL, *G. vonderschmitti* REICHEL, *Dagmarita chanakchiensis* REITLINGER, *Robuloides acutus* REICHEL, *R. lens* REICHEL, *Codonofusiella* sp., *Nankinella* sp., *Staffella* sp., *Reichelina* sp., *Agathammina pusilla* (GEINITZ), *A. bella* PRONINA, *A. subfusiformis* OKINURA et ISHII, *Hemigordius* cf. *abadehensis* OKINURA et ISHII, *H. bronni-manni* ALTINER, *H. minutus* PRONINA, *H. guvenci* ALTINER, *H. hungaricus* BÉRCZI-MAKK, *H. irregulariformis* ZAN., ALT. et CAT., *H. zaninettiae* ALTINER, *H. renzi* REICHEL, *Nodosaria mirabilis* LIPINA, *N. sumatrensis* LANGE, *N. cf. delicata* WANG, *Protonodosaria* sp., *Fronidina permica* S. DE CIVR. et DESS., *Geinitzina postcarbonica* SPANDEL, *Ge. primitiva* POTOIEVSKAJA, *Nikitinella septata* SOSNINA, *Baisalina pulchra* REITLINGER, *Abadehella biconvexa* OKIMURA et ISHII, *Lapparentidiscus* sp. [84]–[87]

A Foraminiferák valamennyien bentosz jellegűek (főleg a vagilis bentoszhoz tartoznak). Nagyobb arányban vannak az agglutinált házúak (*Glomospira*, *Globivalvulina*); alárendeltebbek a porcelán házúak (*Hemigordius*) és a meszes házúak (*Nodosaridae* félék). A *Glomospirák*, *Hemigordiusok*, *Agathamminák* a sótartalom változását általában jól tűrő fajok.

Anthozoa: *Waagenophyllum indicum* (WAAGEN et WENTZEL)

Scaphopoda: *Plagioglypta herculea* (KONINCK)

Lamellibranchiata: *Edmondia permiana* SIMIĆ, *Oxytoma wöhneri* KITTL

Gastropoda: *Bellerophon* sp., *Macrochilina avellanoides* (KONINCK), *Elleriprion* sp.

Nautiloidea: *Lopingoceras cyclophorum* (WAA-GEN), *L. transversum* (ABICH), *Neocycloceras* sp., *Temnocheilus borsodensis* SCHRÉTER, *Tirolonautilus* cf. *crux* (STACHE), *T. lativentralis* SCHRÉTER, *T. cruciformis* SCHRÉTER, *Brachycycloceras* cf. *oblique-annulatum* (WAA-GEN), *Metacoceras* sp.

Bryozoa sp.

Brachiopoda: *Cleiothyridina* cf. *capillata* (WAA-GEN), *Cl. aff. grossula* (WAA-GEN), *Pustula?* *bükken-sis* SCHRÉTER, *Tylopecta yangtzeensis* (CHAO).

Crinoidea nyéltagok (indet)

Ophiuroidea vázelemek (indet)

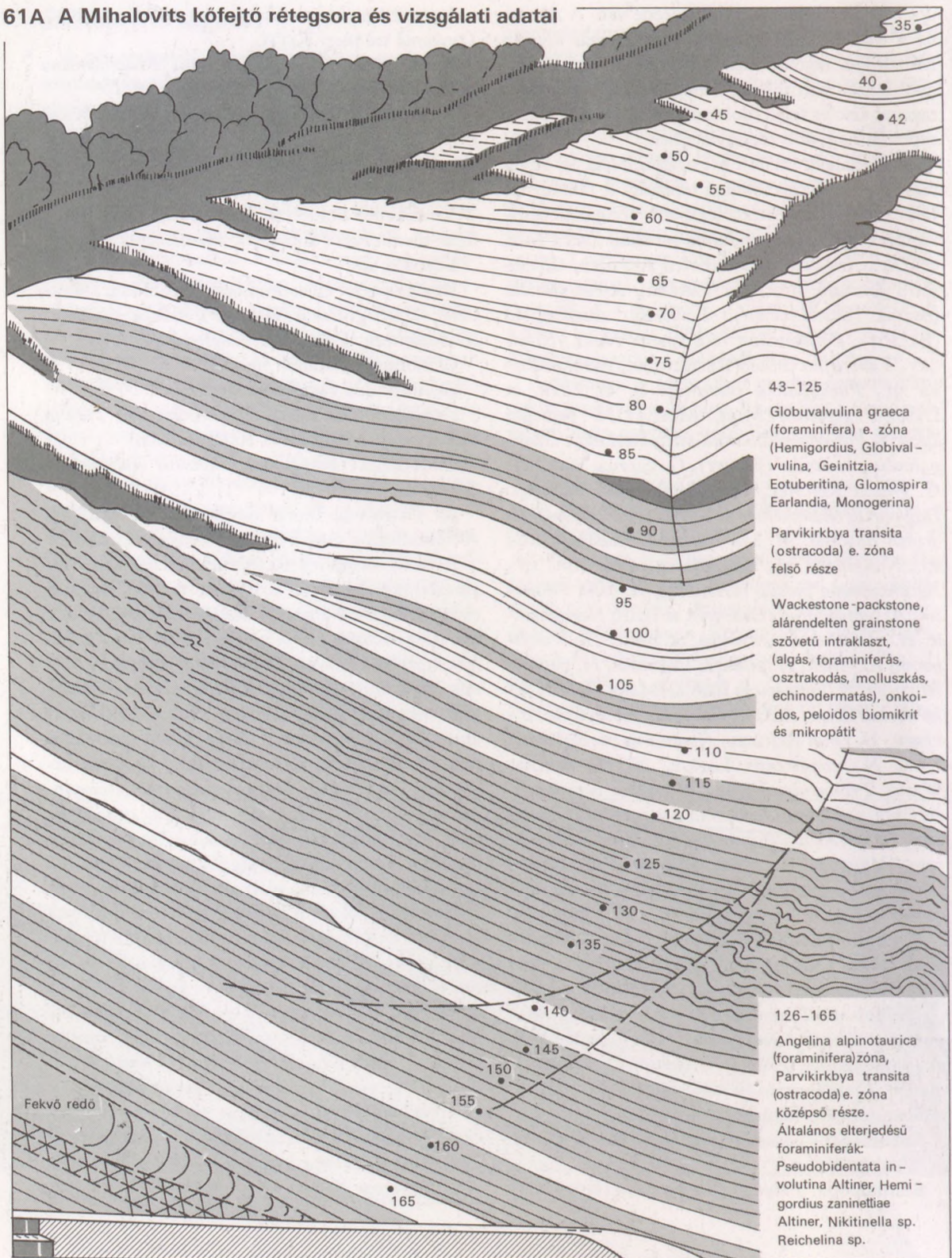
Holothuroidea sclerit: *Achistrum* sp., *Theelia dzhulfaensis* MOSTLER et RAHIMI-YAZD

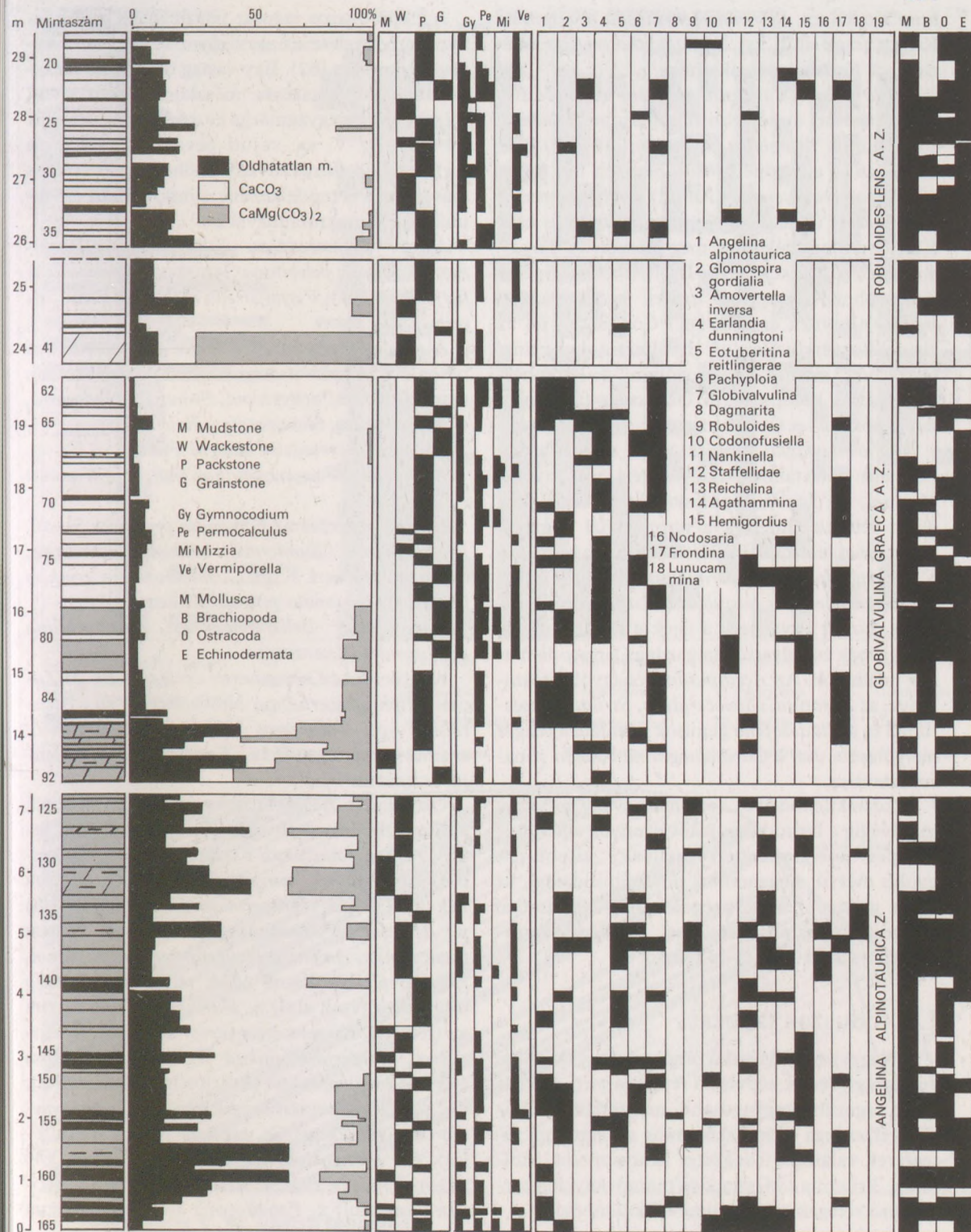
Conodonta: *Stepanovites inflatus* (BENDER et STOPPEL).

Az Ostracoda fauna rendkívül formagazdag. A faunalistába csak a gyakori fajokat vettük fel:

Acratia hungarica KOZUR xxx (felül xx), *Amphissites suprapermiana* KOZUR xx (felül x), *Bairdiacypris wangi* KOZUR xxx, *Baschkirina shii* KOZUR xx, *Borgerscottia gerryi gerryi* KOZUR xxx, *Cavelina mocki* KOZUR xx, *Coronakirkbya hamori* KOZUR (csak alul) xx, *Cryptobairdia deducta* (ZALÁNYI (csak alul) xx, *Cr. deducta deducta* (ZALÁNYI) alul) xx, *Cr. intermedia* (BELOUSOVA) xxx (felül xx), *Cr. maddoxsi* KOZUR xx (felül x), *Cr. postabscissa* KOZUR xxx, *Hungarogeisina anteroasymetrica* KOZUR (csak felül) xxx, *Hu. cava cava* (ZALÁNYI) (alul) xx, *Hu. cybaea* (ZALÁNYI) xxx (felül x), *Italogeisina rotunda* KOZUR xx, "Jonesia" *permica* KOZUR (csak alul) xx, *Kindlella mostleri* KOZUR xx (felül x), *Kloedcytherella oertlii* KOZUR xx, *Microcheilinella hungarica* KOZUR xx, *Monoce-ratina?* *buekkensis* KOZUR xx, *Mo. gruendeli gruendeli* KOZUR xx, *Parabythocythere permica permica* KOZUR xx, *Parvikirkbya laevis* KOZUR (csak alul) xxx, *P. transita raricostata* KOZUR xx, *P. transita reticulata* KOZUR (csak felül) xx, *P. transita transita* KOZUR xxx, *Permopolycope buekkensis* KOZUR xx (felül x), *Permoyoungiella praecursor* KOZUR xxx, *Praelobobairdia silenitifformis* KOZUR xxx, *Praepilatina minuta minuta* KOZUR, *P. minuta subtriangularis* KOZUR xx, *Roundyella kroemmel-*

61A A Mihalovits kőfejtő rétegsora és vizsgálati adatai





61B A Mihalovits kőfejtő rétegsora és vizsgálati adatai

beini KOZUR xx, *Spinomicrocheilina praespinosa* KOZUR (csak alul) xx, *Striatobythoceratina multistriata* KOZUR xx (csak alul). [88]

A *Parvikirkbya transit*a együttes-zóna (Mihalovits tagozat) a mélyebb felsőpermbe (abadehi) sorolható. A *Tyloplecta yangtzeensis* (CHAO) Brachiopoda faj a felsőperm előtt nem lép fel. A *Lopingoceras transversum* (ABICH) és *Lopingoceras cyclophorum* (WAAGEN) Nautiloidea fajok is csak a felsőpermekben jelennek meg először. A *Tirolonautilus crux* (STACHE) faj a Déli-Alpok felsőperm bellerophonos rétegeiből ismert. A *Stepanovites inflatus* (BENDER et STOPPEL) Conodonton faj az abadehi vezérkövülete. A dzsulfai és changxingi Ostracoda faunák határozottan fejlettebbek, ugyanakkor középsőperm Ostracoda fajok nem találhatók már a faunában.

A *Parvikirkbya transit*a zóna nagyobbbrészt normális sótartalmú sekélytengeri viszonyokat képvisel, de közbetelepülésként találhatók még olyan rétegek, amelyek a normálisnál nagyobb sótartalmat jeleznek. Ezekben majdnem kizárólag a *Dentoparaparchites permianus* (ZALÁNYI) és a *Dentoparaparchites pustulosus* KOZUR fajok találhatók, holott ugyanezek a fajok a többi rétegből hiányoznak és helyettük fajgazdag Ostracoda faunák találhatók. Az *Acratina* félék nagyobb részaránya, az *Acratina*, *Monoceratina*, *Striatobythoceratina* és a *Cladocopina* genusok jelenléte a tenger mélyülésére utal a *Carinaknightina baloghi* zónával szemben.

A kőzetkifejlődés és az ősmaradvány tartalom mindvégig a hidrodinamikai viszonyok alacsony-közepes energiaszintjére utalnak; kisebb-nagyobb mérvű diagenetikus dolomitodással, az aljzat gyenge szellőzöttségére utaló elbontatlan szervesanyag és pirittartalommal. Az üledékképződés mélysége 10–30 m-re tehető.

Leptoduszos tagozat

A Nagyvisnyói Mésző felső, mintegy 60–80 m vastagságú részét képviselő rétegcsoport. A Máloldali tagozatnál agyagosabb, márgásabb kifejlődésével, márga és mészkőgumós agyagmárga rétegeivel, valamint jellegzetes Brachiopoda, Mollusca, Trilobita és Ostracoda maradványokat tartalmazó rétegek betelepülésével különbözik.

A Leptoduszos tagozat felszínén jól tanulmányozható részlete a nagyvisnyói V. sz. vasúti bevágás rétegsora (62). Egy vastag dolomitos mészkőpadon és sötétszürke mészkőrétegeken kívül, mészkőgumós agyagmárga és márgarétegek építik fel [89]. Az V. sz. vasúti bevágás a felsőperm legfontosabb ősmaradvány-lelőhelye (de számos más helyről is rendelkezünk a mikroflórán és -faunán kívül makrofaunával is).

Algae: *Gymnocodium bellerophonis* (ROTHPLETZ), *Mizzia velebitana* SCHUBERT, *Permocalculus fragilis* (PIA), *Vermiporella nipponica* ENDO, *V. serbica* PIA.

A gazdag Foraminifera fauna nagymértékben hasonló a Mihalovits tagozatéhoz. Leggyakoribb nemzetségek a *Pachyphloia*, *Froncina*, *Nodosaria*, *Climacammina*, *Hemigordius*, *Reichelina*.

Porifera: *Peronidella baloghi* FLÜGEL

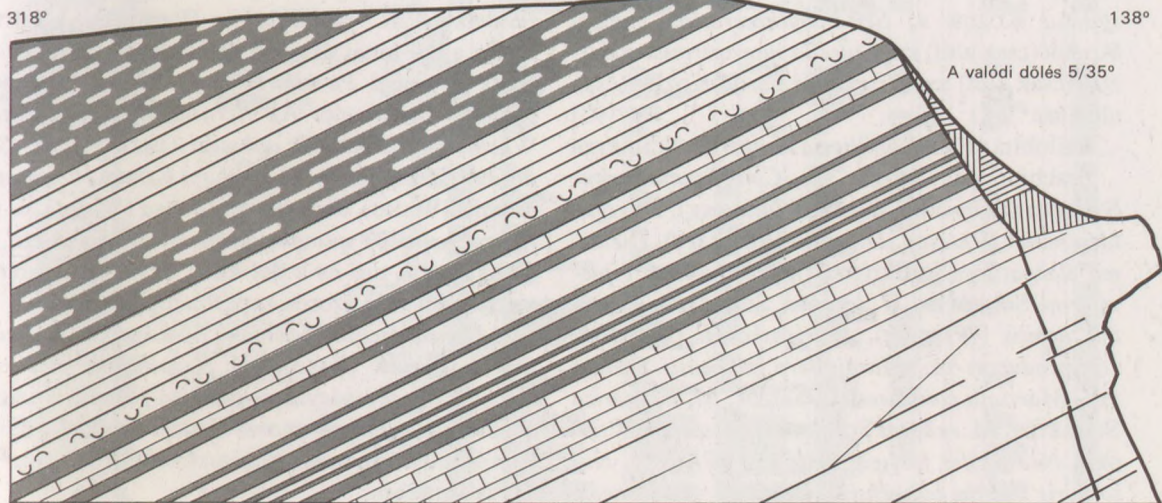
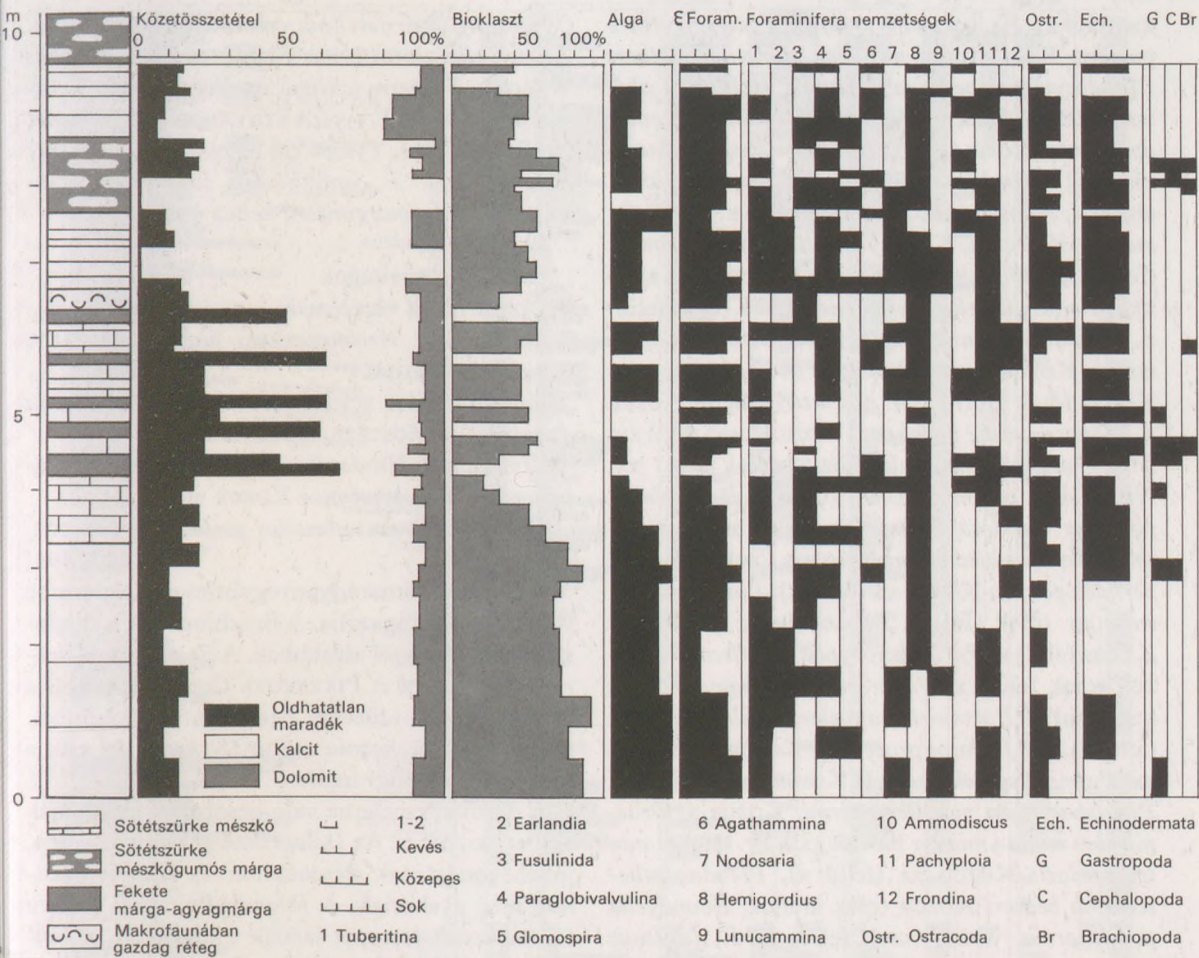
Anthozoa: *Waagenophyllum indicum* (WAAGEN et WENTZEL)

Lamellibranchiata: *Edmondia permiana* SIMIĆ, *Pseudomonotis (Eumicrotis) bükkensis* SCHRÉTER, *Oxytoma wöhneri* KITTL, *Aviculopecten trinkeri* (STACHE), *Schizodus pinguis* WAAGEN

Gastropoda: *Bellerophon* sp., *Macrochilina avellanoides* (KONINCK)

Nautiloidea: *Lopingoceras cyclophorum* (WAAGEN), *Ehippioceras* sp., *Neocycloceras* sp., *Stearoceras* sp., *Tainoceras bükkense* SCHRÉTER, *T. erassicostatum* SCHRÉTER, *Temnocheilus borsodensis* SCHRÉTER

Ostracoda: *Acanthoscapha blessi* KOZUR (csak alul) x, *Acratia anteracuminata* WANG (csak felül), *A. posteroinclinata* KOZUR x, *A. posthungarica* KOZUR xx, *A. visnyoensis visnyoensis* KOZUR xxx (felül xx), *A. suprapermiana* KOZUR (csak felül) x, *Acratinella posterospinosa unispinosa* KOZUR (csak alul) x, *Amphissites suprapermiana* KOZUR x, *Bairdia plebeia* REUSS (csak alul), *Bairdianella visnyoensis* (csak alul) x, *Baschkirina shii* KOZUR xx (felül x), *Borgerscottia gerryi longidentata* KOZUR x, *Cooperuna sinuata* KOZUR xx (felül x), *Cryptobairdia anbeedei* (BELOUSOVA) xxx (felül x), *Cr. diffusa* (BELOUSOVA) csak felül) x, *Cr. intermedia* (BELOUSOVA) x, *Cr. pelikani* KOZUR (csak felül), *Cr. primordialis* (WANG) (csak alul) x, *Cr. zalanyii* KOZUR x, *Discoidella suprapermiana* KOZUR (csak alul) x, *Fabalicypriis belousovae* KOZUR



62 Nekézseny V. sz. vasúti bevágás

xx (felül x), *Fa. parva* (WANG) xx, *Fueloepicythere pulchra* KOZUR csak alul) xx, *Gruendelicythere (Trodocythere) permica* KOZUR x, *Hollinella ishizakii* KOZUR (csak alul) x, *Hungarogeisina longinodosa* KOZUR (csak alul) x, *Hu. permiana* (ZALÁNYI) xx (felül x), *Italogeisina postacuta* (ZALÁNYI) (csak alul) xx, *I. rotunda* KOZUR (csak alul) x, *Kindlella mostleri* KOZUR x, *Kloedocytherella oertli* KOZUR xx (felül x), *Keijicythere buekkensis* KOZUR (csak alul) xx, *Microcheilinella buekkensis* KOZUR (csak felül) x, *M. malyinkaensis* KOZUR x, *M. peroi suprapermiana* KOZUR xxx (felül xx), *M. posthungarica* KOZUR (csak alul) x, *M. postlaterospinosa* KOZUR x, *Monoceratina? buekkensis* KOZUR (csak alul) xx, *Mo. gruendeli gruendeli* KOZUR (csak alul) xx, *Neoulrichia pulchra* KOZUR (csak alul) x, *Nodopolycōpe binodosa* KOZUR xx (felül x), *Parabythocythere permica permica* KOZUR (csak alul) x, *P. permica postera* KOZUR xx (felül x), *Paraglyptobairdia* sp. (csak alul) x, *Parahollinella visnyoensis* KOZUR (alul) x, *Paramacrocypis schallreuteri* KOZUR (csak felül) x, *Parurobairdia? nagy* KOZUR (csak alul) x, *Parvikirkbya fueloepi fueloepi* KOZUR (felül x), *Pa. fueloepi praecursor* KOZUR (csak alul) xx, *Permoyoungiella bogschi* KOZUR xxx (felül xx), *Praelobobairdia postsilenitiformis* KOZUR x, *Praepilatina minuta minuta* KOZUR xxx, *Pr. minuta subtriangularis* KOZUR xx (felül x), *Pseudacanthoschapha beckeri* KOZUR (csak alul) x, *Roundyella papilliformis* WANG (csak felül) x, *R. lebaensis* KRÖMMELBEIN x (felül xx), *Spinomicrocheilinella spinosa* KOZUR x, *Striatobythoceratina baloghi* KOZUR (csak alul) xx, *Sulcella suprapermiana* KOZUR (csak alul) xx, *Visnyoella parva* KOZUR (csak alul) xx. [93]

Trilobita: *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER

Brachiopoda: *Spirifer* sp., *Comelicania vultur* STACHE, *Derbyia* aff. *buchi* (D'ORBIGNY), *D. regularis minor* WAAGEN, *D. semilis* (PHILLIPS), *Dielasma elongatum* (SCHLOTHEIM), *Heterelasma biple-xiforme* SCHRÉTER, *H. legányii* SCHRÉTER, *Leptodus nobilis* (WAAGEN), *L. richthofeni* (KAYSER), *Linoproductus* sp., *Marginifera bükkensis* SCHRÉTER, *Martinia chidruensis* WAAGEN, *M. hungarica* SCHRÉTER, *M. rakuszi* SCHRÉTER, *M. warthi* WAAGEN, *Neospirifer fasciger ambiensis* WAAGEN, *Nothyris warthi bükkensis* SCHRÉTER, *N. waageni* SCHRÉTER, *Richthofenia* sp., *Schizophoria indica*

(WAAGEN), *Spiriferellina cristata* (SCHLOTHEIM), *Spirigerella alataeformis* SCHRÉTER, *Sp. ovoidalis* WAAGEN, *Tschernyschewia involuta* SIMIĆ, *T. sinuissima* SIMIĆ, *T. typica* STOYANOW, *T. yakowlewii* (STOYANOW), *Tyloplecta (Productus) yangtzeensis* (CHAO), *T. yangtzeensis callocrenea* (HERITSCH), *Spinomarginifera helica* (ABICH)

Bryozoa sp.

Crinoidea nyéltagok

Ophiuroidea vázelemek

Echinoidea: *Archaeocidaris hamata* MIHÁLY, *A. schrēteri* MIHÁLY

Holothuroidea sclerit: *Achistrum* sp., *Theelia dzhulfaensis* MOSTLER et RAHIMI-YAZD

Conodonta: *Hindeodus minutus* (ELLISON), *Stepanovites* cf. *dobruskinae* KOZUR et PJATAKOVA

Chondrichthyes: *Acrodus gaillardoti* AGASSIZ.

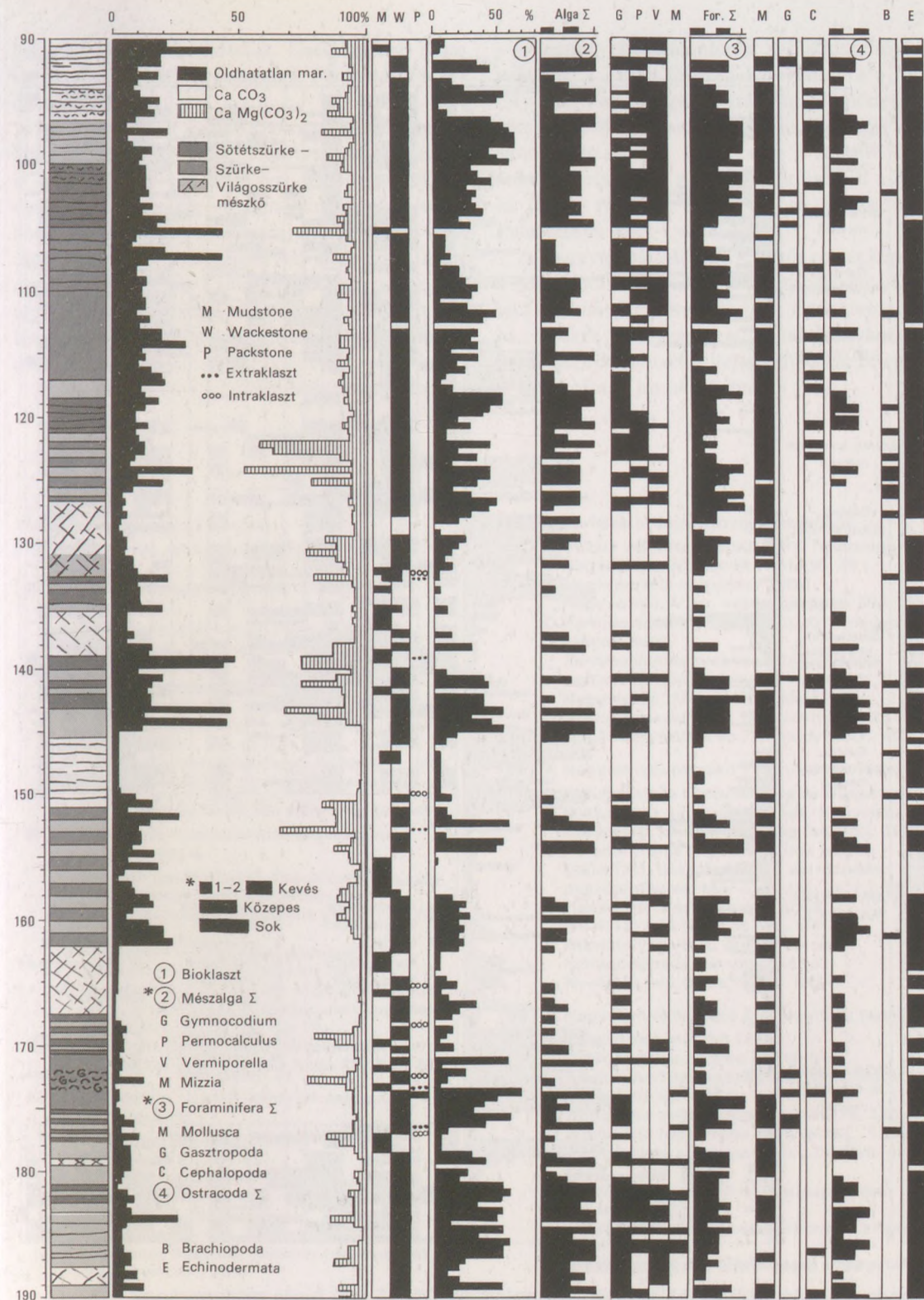
[90]–[93]

A felsorolt ősmaradványegyüttes a felsőpermbe való besorolást igazolja. A Brachiopodák a changxinginél valamivel idősebbek. A *Stepanovites dobruskinae* KOZUR et PJATAKOVA Conodonta faj is a changxinginél idősebb besorolást valószínűsít. Csupán a *Comelicania vultur* (STACHE) faj szól a legelső changxingi mellett.

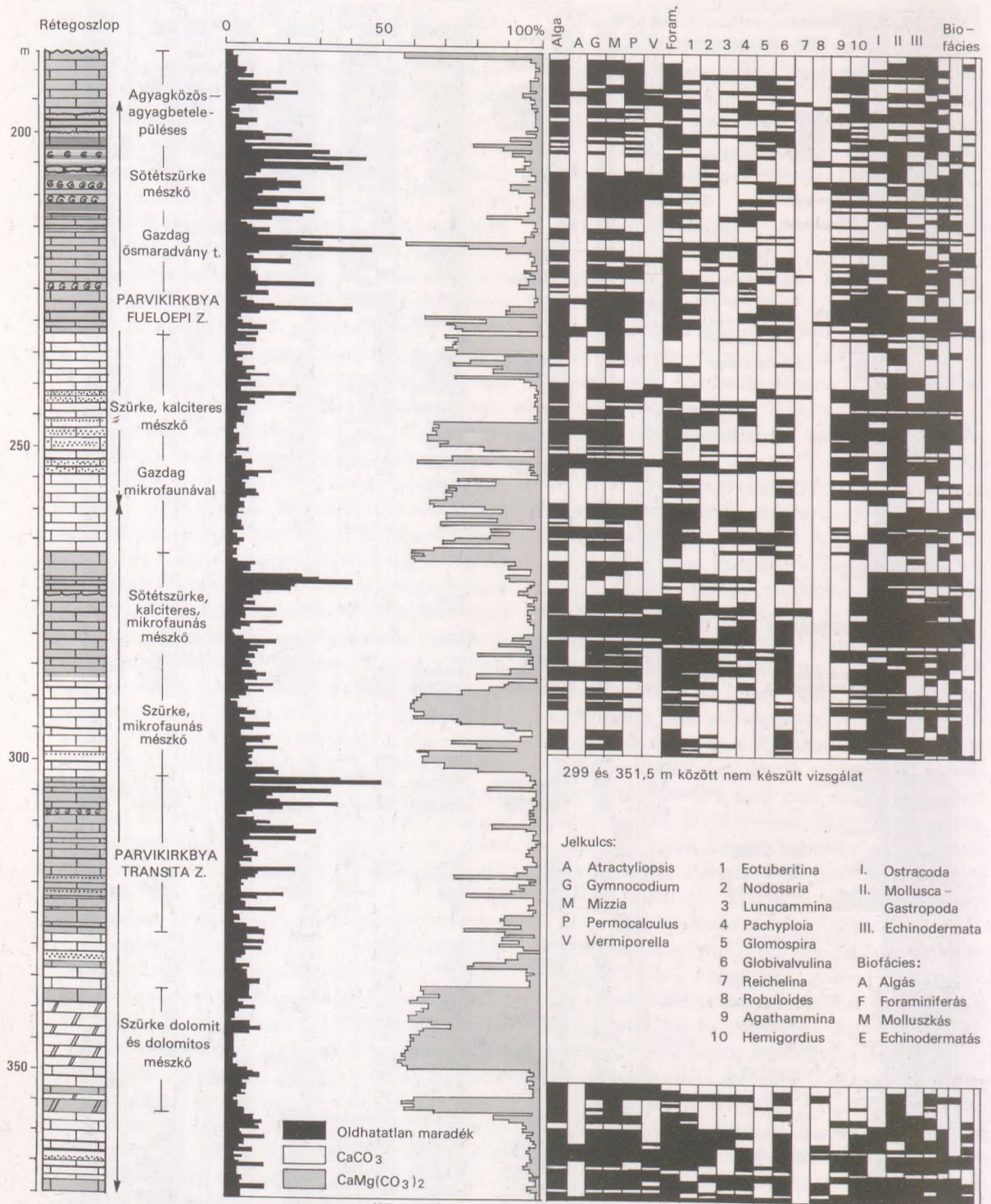
A dzsulfai emeletbe való besorolást indokolják az Ostracodák is. Az *Italogeisina* genus már fellép, jóllehet még csak alárendelten. A *Hungarogeisina* még gyakoriak. A *Roundyella wangi* KOZUR faj közvetítő szerepet játszik a tüskés *R. kroemmelbeini* KOZUR és a még csak durva pustulával rendelkező *R. papilliformis* WANG faj között, amely a dél-kínai dzsulfai képződményekből és a Bükk hegységi *Parvikirkbya fueloepi* zóna felső részéből került elő. Az *Acratia anteracuminata* WANG, *Cryptobairdia anbeedei* (BELOUSOVA), *C. diffusa* (BELOUSOVA), *C. pelikani* KOZUR, *C. primordialis* (WANG), *Fabalcypis parva* (WANG), és a *Microcheilinella quinglongensis* WANG jelenléte a Kaukázuson túli és a dél-kínai dzsulfai képződményekkel való szoros kapcsolatot jelzi.

A *Hungarogeisina permiana* (ZALÁNYI), *Italogeisina postacuta* (ZALÁNYI), *Neoulrichia pulchra* KOZUR, *Parabythocythere permica postera* KOZUR és *Sulcella suprapermiana* KOZUR fajok a Déli-Alpok bellerophonos rétegösszetének felső részéből is ismertek.

A Leptoduszos tagozat nagy része a *Parvikirk-*



63 A Nagvisnyői Mészkő közel teljes rétegsorát feltáró Má-8 jelű fúrás vizsgálati adatai



A fúrás 600 m-ben, a Nagyvisnyói Mésző formációban állt le.

64 A Nagyvisnyói Mészövet feltáró Dédestapolcsány Dt-11 jelű fúrás rétegsorának felső harmada

bya fueloepi zónába tartozik. Csak legfelső része sorolható a csekély vastagságú *Petasobairdia bidentata* zónába.

A *Parvikirkbya fueloepi* zóna viszonylagosan a legnagyobb vízmélységet képviseli, de ez esetben is határozottan sekélytengeri képződményekről van szó. Mindvégig euhalin körülmények uralkodtak. Mindez azonban nem jelentett széles kapcsolatot a nyílt világtengerrel. Erre utal, hogy nemcsak a pelágikus Conodonták hiányoznak, hanem a világtengerrel szorosabb kapcsolatban álló Kaukázuson túli és iráni karbonátos platók Conodonta faunája is.

Egészében véve – jelenlegi ismereteink szerint

– a legnagyobb hasonlóság a bukki felsőperm, valamint a Žažari (Közép-Szlovénia) és a Jadari (Ny-Szerbia) felsőperm földtani kifejlődése között van (PEŠIĆ, RAMOVŠ, SREMAC, PANTIĆ-PRODANOVIĆ, FILIPOVIĆ, KOVÁCS és PELIKÁN 1986). A bukki felsőperm nagy valószínűséggel a Žažari és Jadari régióhoz kapcsolódóan keletkezett, a Paleotethys ÉNy-i végében.

A Nagyvisnyói Mészkö jelentős részét képviseli a Mályinka Má-8 és a Dédestapolcsány Dt-11 jelű fúrások rétegsora (63), (64). Ezenkívül további, értékes információkat tartalmazó karbonperm képződményeket feltáró fúrások rétegsorát is indokoltan láttuk közreadni (65).

Táblamagyarázatok [79] – [88]

[79] Nagyvisnyó, Mihalovits kőfejtő

[80] A Mihalovits tagozat kőzetváltozatainak szöveti képe I.

A Sztilotitos, kalciteres, sávós mikrit (mudstone), Mihalovits kf. (21. sz. réteg felülről), 40 ×

B Finomhomokos mikrit

Mihalovits kf. (43. sz. r.), 50 ×

C Peloidos mikropátit (wackestone)

Mihalovits kf. (65. sz. r.), 15 ×

D Diagenetikusan keletkezett idiomorf, zónás dolomitkristályok, porózus dolomitban Mihalovits kf. (108. sz.), 25 ×

[81] A Mihalovits tagozat kőzetváltozatainak szöveti képe II.

A Biopátit (grainstone), Dasycladaceae vázelemekkel, Ostracoda teknővel, intraklasztokkal, Mihalovits kf. (81. sz. r.), 25 ×

B Mollusca héjtöredékes biomikrit (packstone), Mihalovits kf. (51. sz. r.), 25 ×

C Biomikrit (wackestone), Mollusca, Gastro-poda, Brachiopoda és Ostracoda vázelemekkel, Mihalovits kf. (17. sz. r.), 15 ×

D Echinodermatás, dasycladaceás biomikrit (packstone), Má-8 jelű fúrás 217,5 m, 25 ×

[82] A Mihalovits tagozat kőzetváltozatainak szöveti képe III.

A Intra-biopátit (grainstone) Mihalovits kf. (40. sz. r.), 25 ×

B Gastropodás biomikrit (wackestone) Mihalovits kf. (16. sz. r.), 25 ×

C Bioturbált biomikrit Mihalovits kf. (18. sz. r.), 25 ×

D Crustacea koprolit, pelpátit (grainstone) Mihalovits kf., 50 ×

[83] Alga-félék a Nagyvisnyói Mészköből

A *Mizzia velebitana* SCHUBERT, (többségben) Nagyvisnyó, Mihalovits kőfejtő, 25 ×

B *Vermiporella nipponica* ENDO

Nagyvisnyó, V. sz. vasúti bevágás, 50 ×

C *Permocalculus plumosus* ELLIOT, (nagyobb, vékony falú)

Permocalculus tenellus (PIA), (kisebb, vastagabb falú)

Nagyvisnyó, Mihalovits kőfejtő, 25 ×

D *Anthracoporella* sp., Mihalovits kf., 25 ×

E₁–E₂ *Atractyliopsis* sp., Mihalovits kf., 40 ×

[84] A Nagyvisnyói Mészkö Foraminifera faunája I.

A Eotuberitinás (*Eotuberitina reitlingerae* MIKL.–MAKL.) mikrobiofácies, Nagyvisnyó, Mihalovits kf. (18. sz. réteg felülről), 120 ×

B Foraminiferás (*Agathammina pusilla* [GEINITZ]), dasycladaceás, ostracodás mikrobiofácies, Mál-oldal (50. sz. r.), 50 ×

C Hemigordiusos mikrobiofácies

Nv-4(13) jelű fúrás 35,5 m, 50 ×

D Átkristályosodott, dolomitodosott hemigordiusos mikrobiofácies Nv-4(13) jelű fúrás 160 m, 100 ×

[85] A Nagyvisnyói Mészkö Foraminifera faunája II.

A Tuberitinás mészkö 120 ×

T = *Tuberitina collosa* REITLINGER

E = *Eotuberitina reitlingerae* MIKL.–MAKL.

B *Nodosaria* sp., 120 ×

C *Nodosaria dzhulfaensis* REITLINGER, 120 ×

D *Nodosaria longissima* MIKL.–MAKL., 120 ×

E *Pachyphloia schwageri* SELL. DE CIVR. et DESS., 120 ×

F *Pachyphloia cukurkoyi postcarbonica* SPANDEL, 120 ×

G₁–G₃ *Lunucamina postcarbonica* (SPANDEL), 120 ×

H *Gourisina rossica* MIKL.–MAKL., 120 ×

- I₁-I₃ *Fronдина permica* SELL. DE CIVR. et DESS., 50× (különböző egyedek)
 J *Reichelina* sp., 50×
 K *Nodosaria* sp., 50×
 L *Fronдина* sp., 50×
 M *Ichtyolaria latilimbata* SELL. DE CIVR. et DESS., 120×
 N *Tetrataxis* sp., 50×
- [86] A Nagyvisnyói Mészko Foraminifera faunája III.
 A₁-A₂ *Kamurana broennimanni* ALT. et ZAN., 120×
 B₁-B₃ *Paraglobivalvulina mira* REICHEL, 120×
 C₁-C₃ *Globivalvulina vonderschmitti* REICHEL, 120×
 D *Globivalvulina graeca* REICHEL
 D₁ 120×, D₂ 50×
 E *Pachyphloia* sp., 25×
 F *Ammodiscus* sp., 25×
 G₁-G₂ *Rectostipulina quadrata* JENNY et DESHUSSES, 55×
- [87] A Nagyvisnyói Mészko Foraminifera faunája IV.
 A₁-A₂ *Codonofusiella nana* ERK., 70×
 B₁-B₂ *Staffella* sp., 25×
 C *Reichelina media* MIKL.-MAKL., 100×
 D *Glomospirella* sp., 120×
 E *Hemigordius permicus* GROZDILOVA, 120×
 F *Baisalina pulchra* REITLINGER, 120×
 G₁-G₃ *Hemigordius zaninettiae* ALTINER, 120×
 H *Agathammina pusilla* (GEINITZ), 70×
 I *Agathammina* sp. indet., 120×
 J *Fusulinidae* sp., 34×
- [88] A *Parvikirkbya transitá* zóna Ostracoda faunája (KOZUR, H.)
 A *Buekkella pellerdiae* KOZUR, 100×
 B *Striatobythoceratina multistriata* KOZUR, 200×
 C *Roundyella kroemmelbeini* KOZUR, 150×
 D *Bohlenatia buekkensis* KOZUR, 86×
 E *Monoceratina? buekkensis* KOZUR, 86×
 F *Hungarogeisina anteroasymmetrica* KOZUR, 120×
 G *Coronakirkbya hamori* KOZUR, 100×
 H *Borgerscottia gerryi gerryi* KOZUR, 200×
 I *Parvikirkbya transitá* KOZUR, 200×
 J *Kegelites transitá* KOZUR, 200×
 K *Parvikirkbya transitá* KOZUR, (primitív forma), 200×
- Táblamagyarázatok [89] - [92]
- [89] Nagyvisnyó V. sz. vasúti bevágás
 Leptoduszos tagozat
 A-B *Peronidella baloghi* FLÜGEL, 1×
 C Az V. sz. vasúti bevágás
- [90] A Nagyvisnyói Mészko (túlnyomórészt a Leptoduszos tagozat) Vermes, Lamellibranchiata és Brachiopoda faunája
 A *Plagioglypta herculea* (KONINCK), 1×, Nagyvisnyó, Mihalovits-kőfejtő
 B₁-B₂ *Spirorbis* sp.
 Nv-4(13) jelű fúrás 69,2 m, 70× és 40×
 C *Derbyia senilis* (PHILLIPS), 1×
 Nagyvisnyó, V. sz. vasúti bevágás (u. m. a továbbiak, kiv. J₁-J₂)
- D₁-D₂ *Schizophoria indica* (WAAGEN), 2×
 E *Spiriferellina cristata* (SCHLOTHEIM), 2×
 F₁-F₂ *Notothyris warthi* WAAGEN var. *bükkensis* SCHRÉTER, 2×
 G₁-G₂ *Martinia chidruensis* WAAGEN, 1×
 H₁-H₂ *Dielasma elongatum* (SCHLOTHEIM), 4×
 I₁-I₃ *Spirifer (Comelicania) vultur* STACHE, 1×
 J₁-J₂ *Athyris capillata* WAAGEN, 1×
 Nagyvisnyó, Mihalovits kőfejtő
 K₁-K₂ *Spiriferellina octoplicata* SOWERBY, 2×
 L₁-L₂ *Tschernyschewia typica* STOYANOW, 2×
 M₁-M₃ *Spinomarginifera intermedia-helica* (ABICH), 2×
- [91] A Nagyvisnyói Mészko formáció Leptoduszos tagozatának Brachiopoda és Lamellibranchiata faunája, Nagyvisnyó V. sz. vasúti bevágás
 A₁-A₂ *Marginifera bükkensis* SCHRÉTER, 2×
 B₁-B₃ *Leptodus nobilis* (WAAGEN), 1×
 C *Edmondia permiana* SIMIĆ, 1×
 D *Schizodus pinguis* WAAGEN, 2×
 E *Oxytoma (Pteria) wöhneri* KITTL, 3×
 F *Aviculopecten trinkeri* (STACHE), 3×
 G *Sanguinolites bükkensis* SCHRÉTER, 1×
 H *Pseudonotus hungarica* SCHRÉTER, 1×
- [92] A Nagyvisnyói Mészko Gastropoda, Trilobita, Echinodermata, Nautiloidea, Holothuroidea és Conodonta maradványai a Nagyvisnyó V. sz. vasúti bevágásból (Nv. V.) és a Mihalovits kőfejtőből (M. kf.)
 A *Bellerophon* sp., 1×, M. kf.
 B₁-B₂ *Bellerophon* sp., Nv. V.
 C *Bellerophon* sp., átmetszet, 1×, M. kf.
 D *Stachella* sp., 2×, Nv. V.
 E *Macrochilina avellanoidea* KONINCK, 1×, Nv. V.
 F *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER, 3×, Nv. V.
 G *Pseudophillipsia hungarica* SCHRÉTER pygidium töredék, 2×, Nv. V.
 H *Crinoidea* sp., Nv. V.
 I *Tainoceras bükkense* SCHRÉTER, 1×, M. kf.
 J *Lopingoceras cyclophorum* (WAAGEN), 1×, M. kf.
 K *Archaeocidaris schréteri* MIHÁLY, 3×, Nv. V.
 L *Achistrum* sp., 100×, Nv. V.
 M *Hindeodus minutus* (ELLISON), 200×, Nv. V.
 N *Stepanovites inflatus* (BENDER et STOPPEL), 100×, M. kf.
 O Echinoidea túske metszete, 100×, Nv. V.
 P *Theelia dzhulfaensis* MOSTLER et RAHIMI-YAZD 200×, Nv. V.
- Táblamagyarázat
- [93] Ostracodák a *Parvikirkbya fueloepi* zónából (KOZUR, H.)
 A *Neoulrichia pulchra* KOZUR, 200×
 B *Hungarogeisina permiana* (ZALÁNYI), 120×
 C *Roundyella wangi* KOZUR, 150×
 D *Parvikirkbya fueloepi* KOZUR, 200×
 E *Keijicythere buekkensis* KOZUR, 200×
 F *Microcheilina peroi suprapermiana* KOZUR 200×
 G₁-G₂ *Striatobythoceratina baloghi* KOZUR, 200×
 H₁-H₂ *Fueloepicythere pulchra* KOZUR, 180×

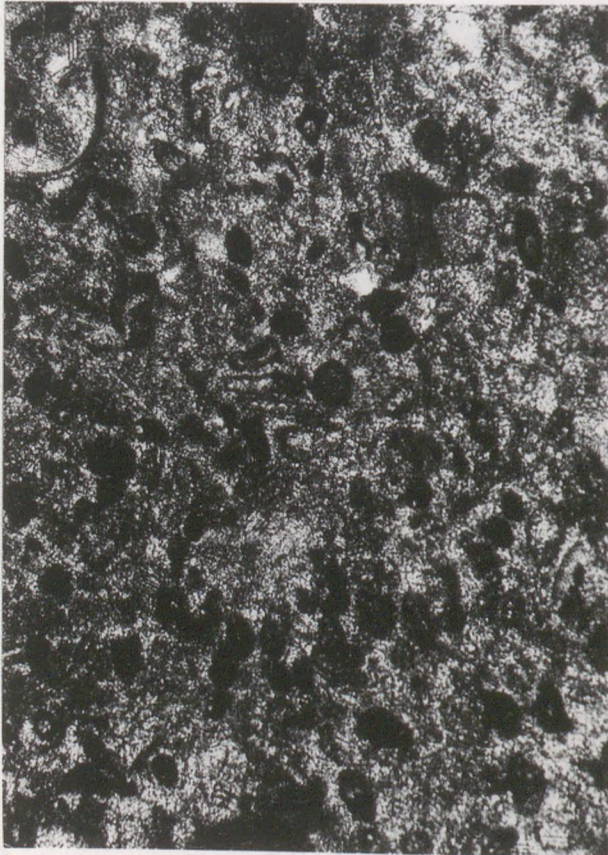




A



B



C



D



A



B



C



D



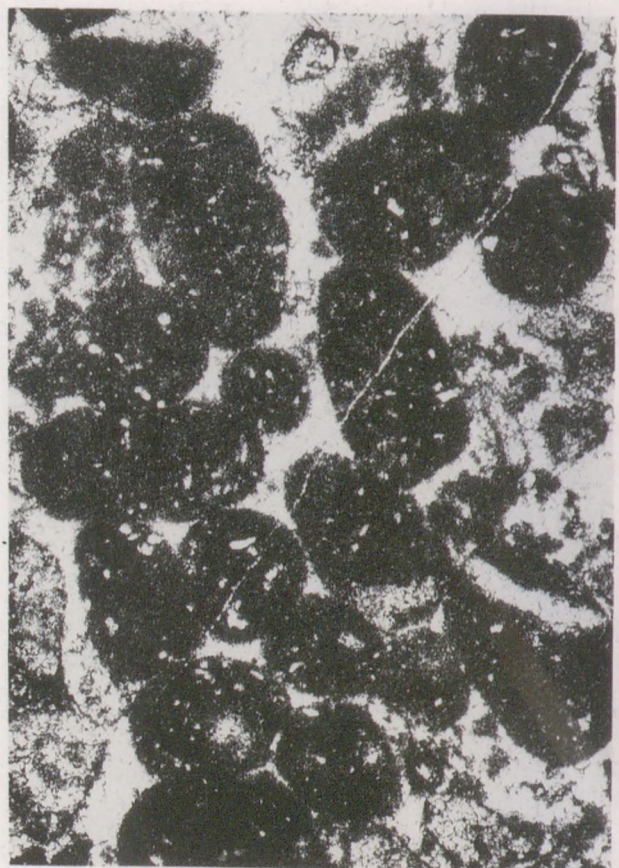
A



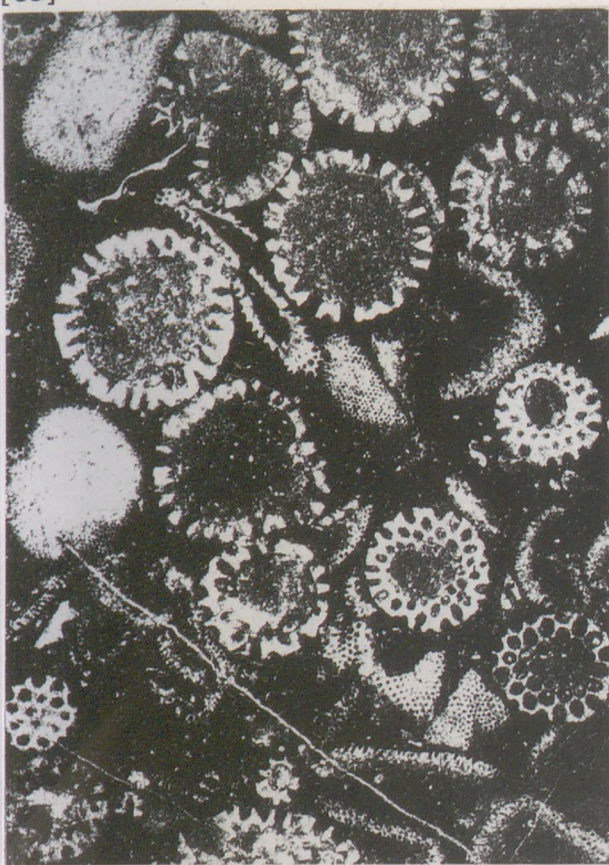
B



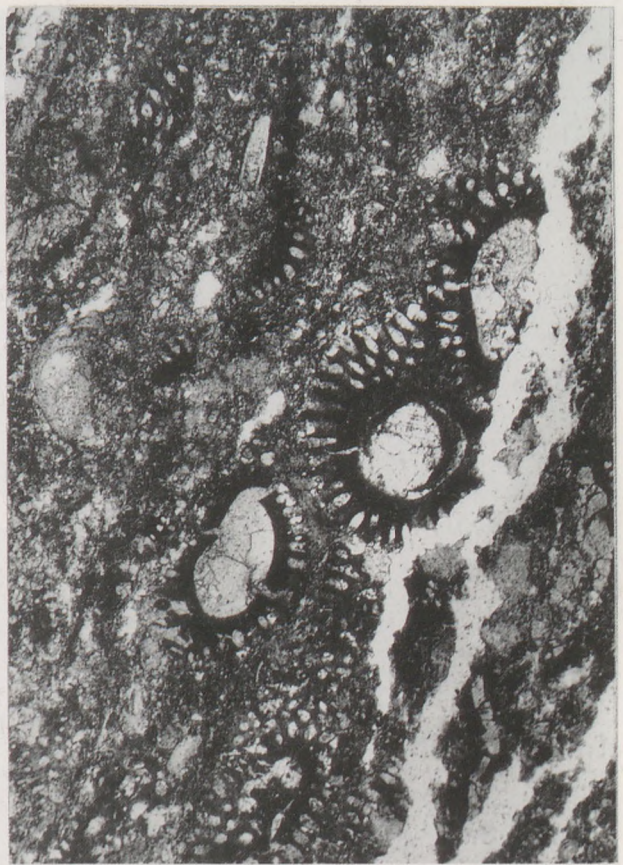
C



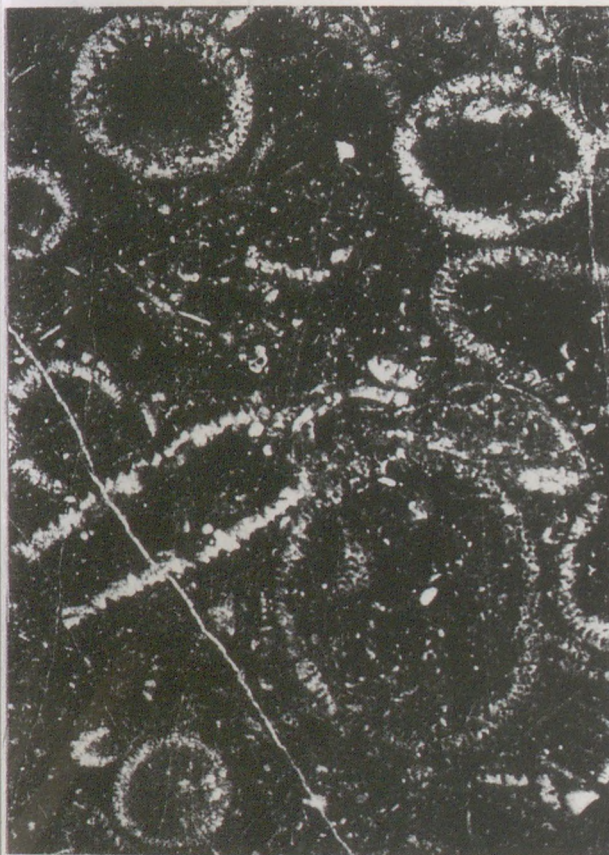
D



A



B



C



D



E1



E2



A



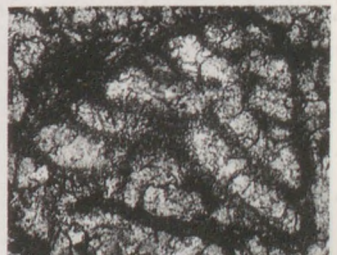
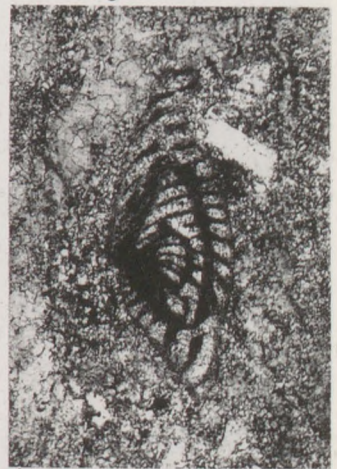
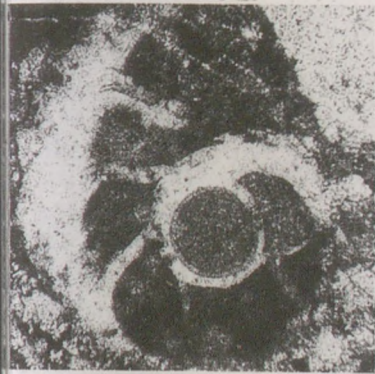
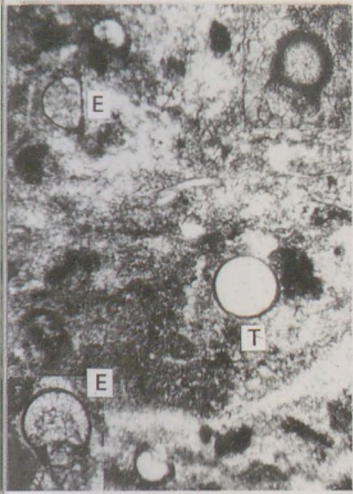
B



C



D



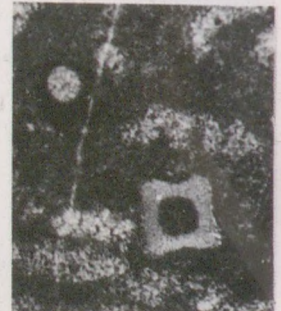
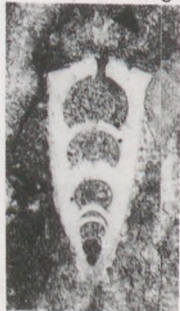
K

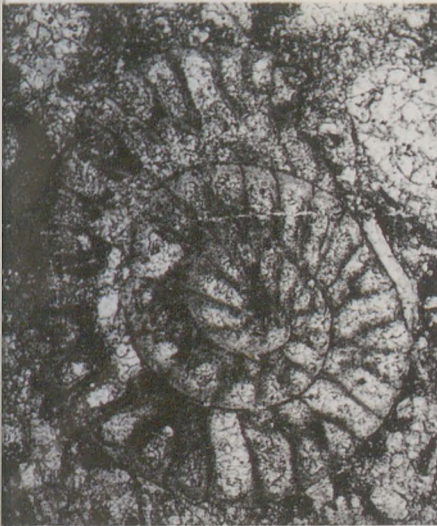
L

I3

M

N





A1



A2



B1



B2



C



D



E



F



G1



G2



G3



H



I



J



A



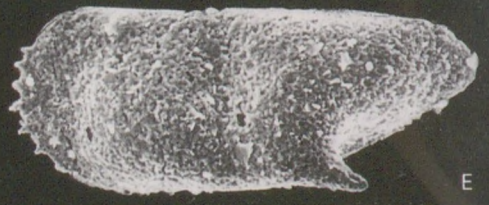
B



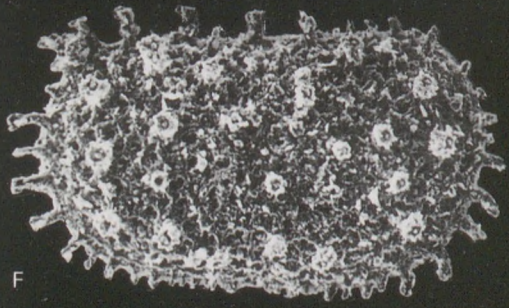
C



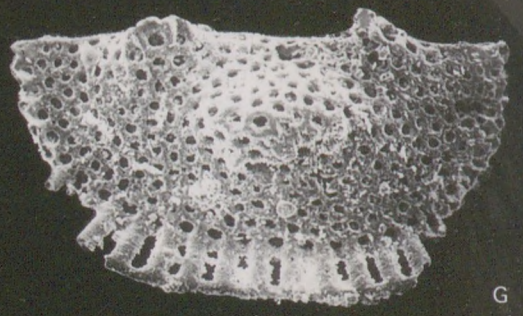
D



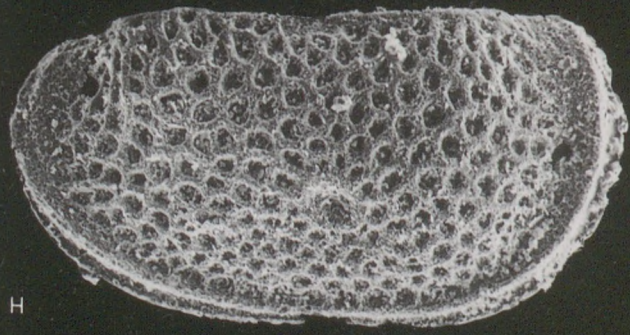
E



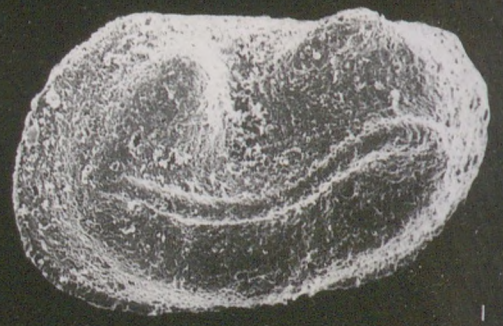
F



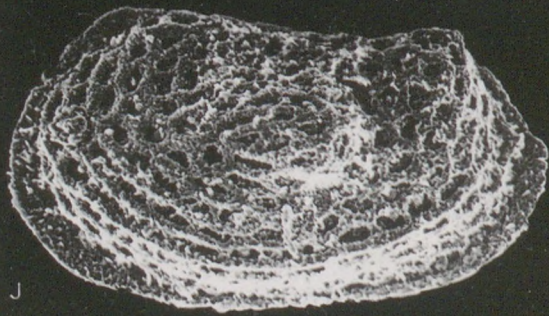
G



H



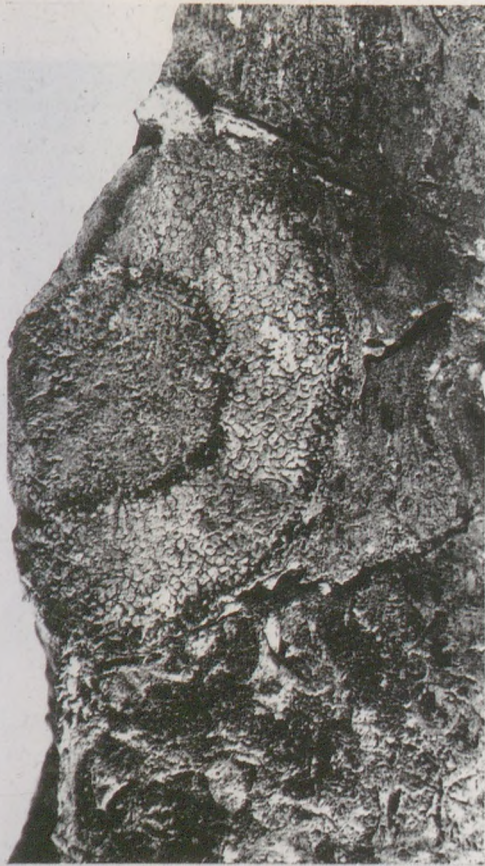
I



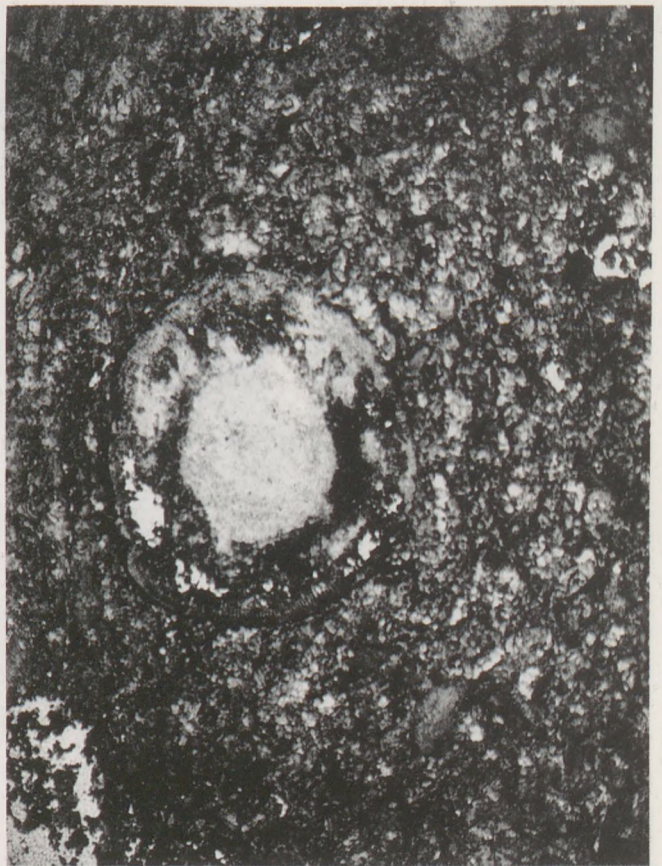
J



K



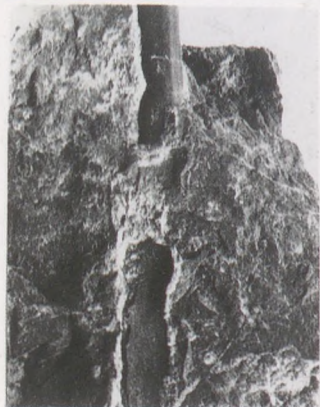
A



B



C



A



B1



B2



C



D1



D2



E



F1



F2



G1



G2



H1



H2



I1



I2



K1



M1



I3



J1



J2



K2



M2



L1



L2



M3



A1



A2



A3



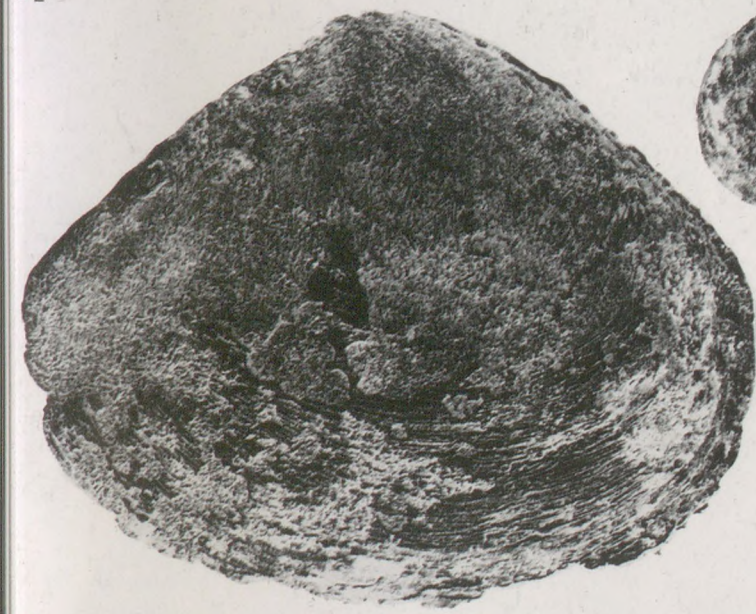
B1



B2



B3



C



D



E



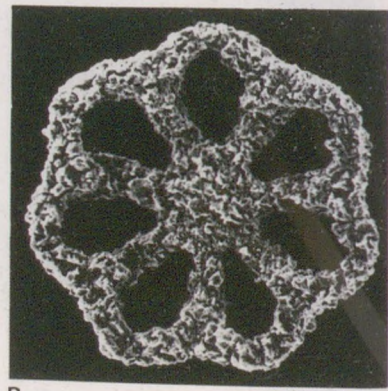
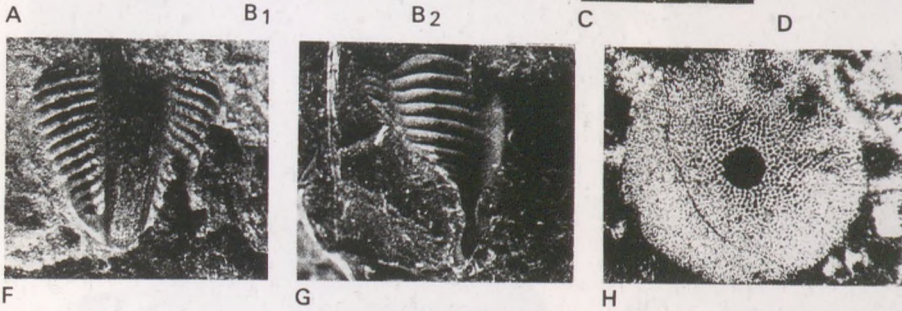
F

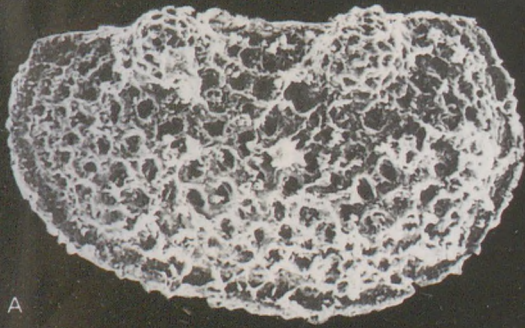


G

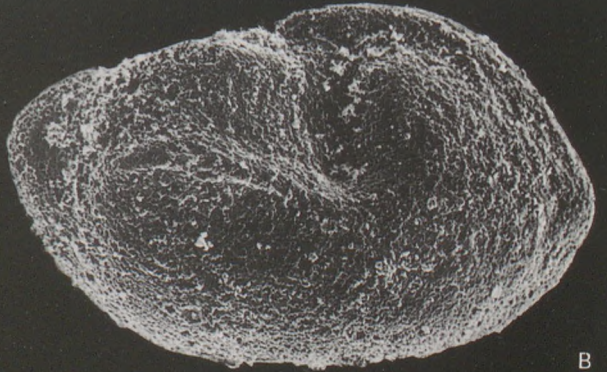


H

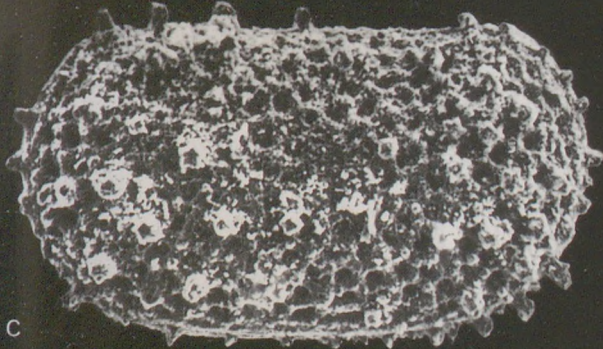




A



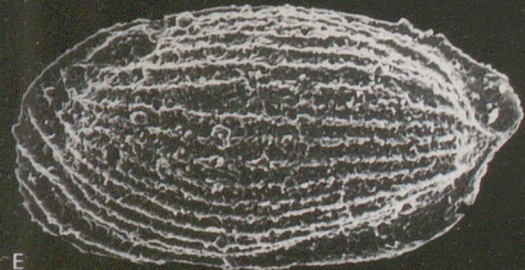
B



C



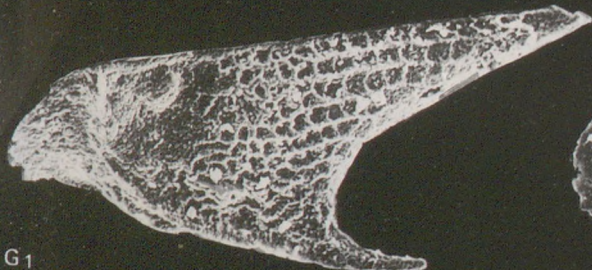
D



E



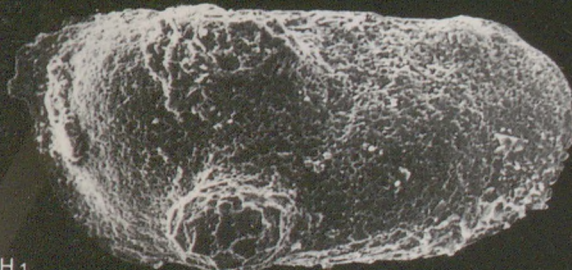
F



G₁



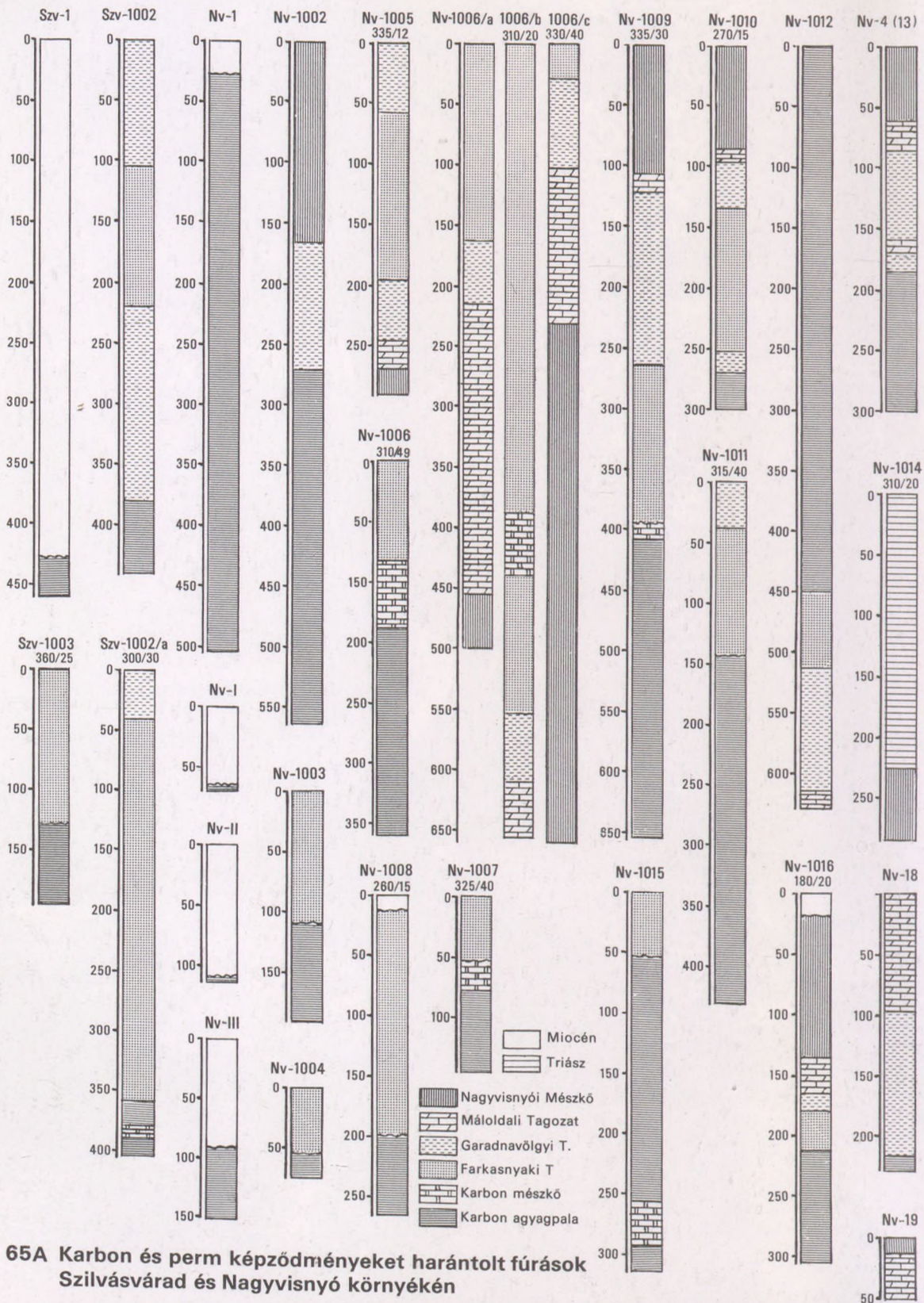
G₂



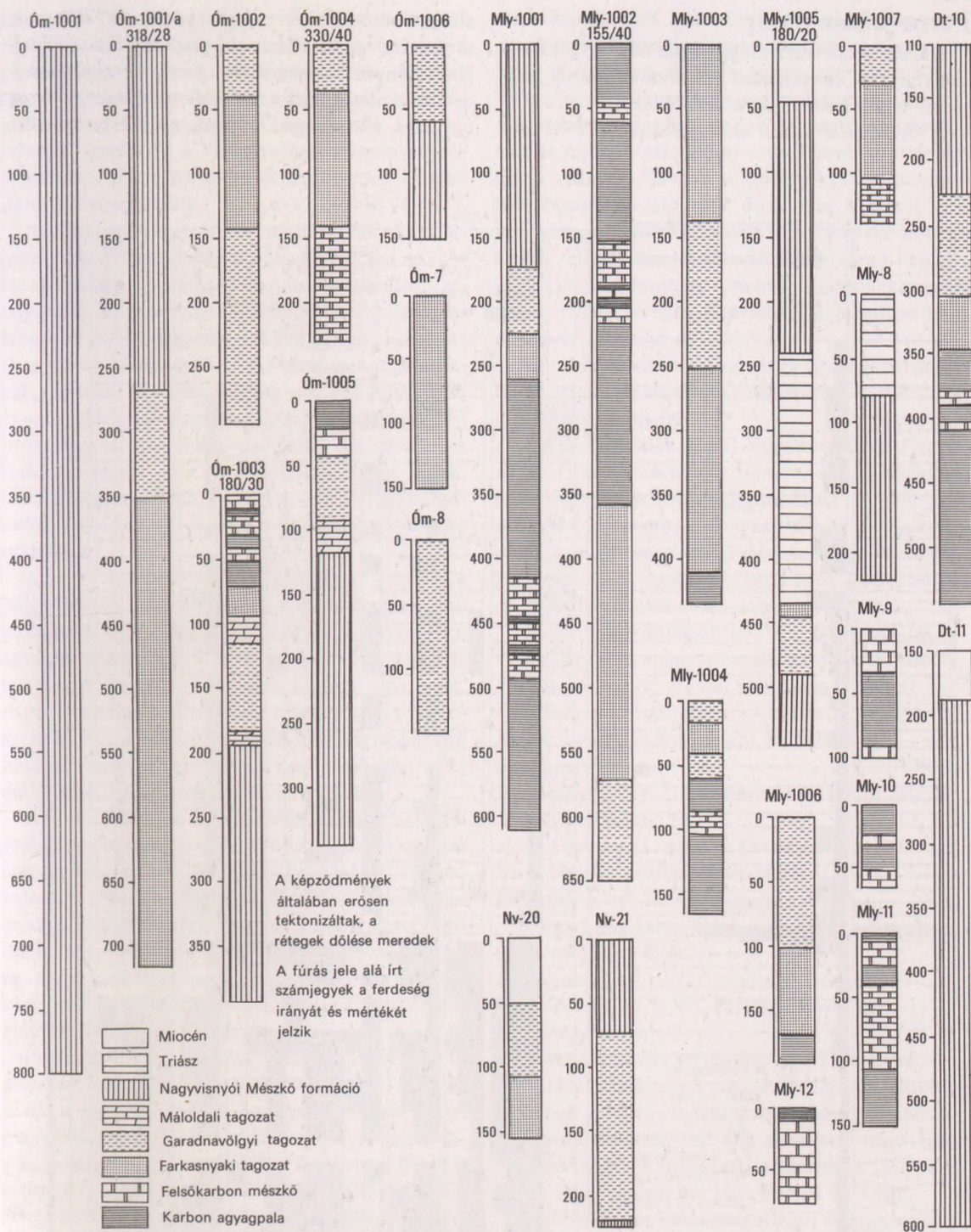
H₁



H₂



65A Karbon és perm képződményeket harántolt fúrások Szilvásszék és Nagyvisnyó környékén



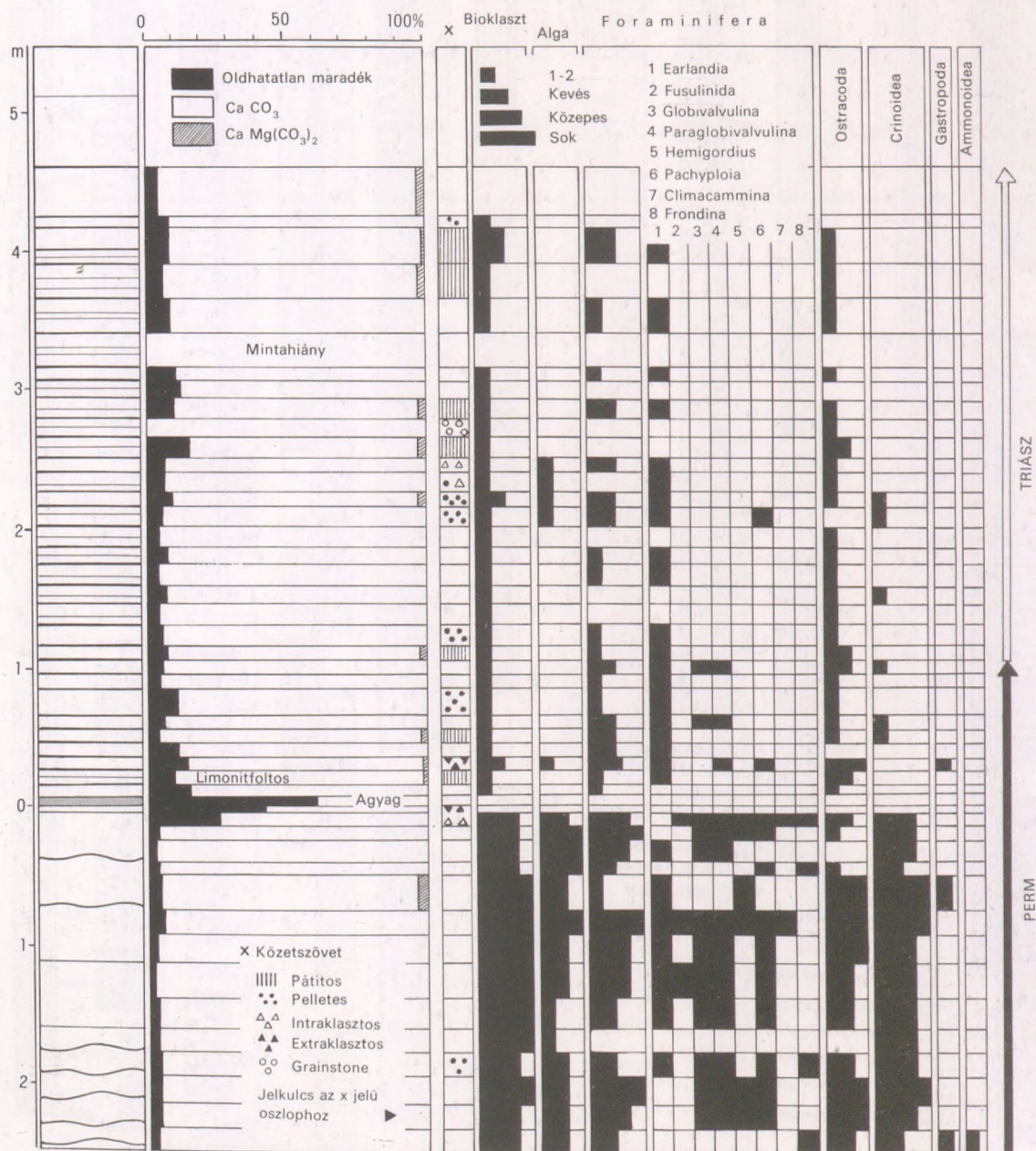
65 B Karbon és perm képződményeket harántolt fúrások Ómassa, Mályinka, Dédestapolcsány és Nagyvisnyó környékén

Perm-triász határ

Három részletesen megvizsgált feltárás földtani szelvényével és vizsgálati adataival mutatjuk be a perm-triász határretek kifejlődését.

A Gerennavár alatti sziklafalban (66), [94] leg-

alul, a sötétszürke, réteges-pados (15–25 cm), többnyire egyenetlen réteglapokal rendelkező Nagyvisnyói Mészke fölött, 8 cm vastagságú aleurolitos agyagmárga közbeiktatódásával, 4 m együttes vastagságú, világos szürkésbarna-sár-



66 A perm-triász határ feltárása a Gerennavár alatti sziklafalban

gásbarna, finomszemcsés, vékonyan rétegzett (3–8 cm, alárendelten 12 cm) mészkő képviseli a perm-triász átmeneti rétegcsoportot. Efölött nagy vastagságban a világos barnásszürke-világosszürke, réteges-pados Gerennavári Mészkő települ, amelyben a vékonyréteges átmeneti rétegcsoport felett 20 m-rel jelennek meg az első ooidos mészkőpadok.

Az átmeneti rétegcsoport alatti sötétszürke, lagúna fáciesű Nagyvisnyói Mészkő gazdag mikrofoszfiliákban: *Gymnocodium*, *Permocalculus*, *Vermiporella*, *Hemigordius*, *Globivalvulina*, *Paraglobivalvulina*, *Pachyphloia*, *Climacammina*, *Agathammina*, *Nodosaridae* és *Fusulinaceae* alakokkal; helyenként a *Hemigordius* nemzetség fajainak és az *Agathammina pusilla* (GEINITZ) tömeges előfordulásával; Brachiopoda-tüske, Ostracoda és Echinodermata maradványokkal. Egyes fajok, mint a *Dagmarita altilis* WANG és a *Paraglobivalvulina gracilis* ZAN. et ALT. a changxingi emeletre utalnak.

A perm időszak végét előidéző, ez esetben a Nagyvisnyói Mészkő keletkezését megszüntető globális földtani változás, amelyet az aleurolitos agyagmárga réteg fellépése is jelez, kevés kivétellel elpusztította a felsőperm lagúna élővilágát. A vékonyréteges „átmeneti” rétegcsoport alsó részében, 30 cm-en belül kimaradnak a felsőperemre jellemző mikrofoszfiliák és csak egy igen gyér earlandiás, ostracodás fauna él tovább.

KOZUR, HEINZ a Gerennavári Mészkő alsó részéből a changxingi emelet felső részébe tartozó ősmaradványokat: *Indivisia buekkensis* KOZUR, valamint a *Judahella bogschi* KOZUR Ostracodákat és az *Ellisonia transita* KOZUR et MOSTLER Conodonta fajt határozott meg. Ezek fedőjéből pedig az alsótriászba tartozó *Hollinella tingi* (PATTE) zónajelző faj tömeges jelenlétét és a *Langdaia* sp. gyér előfordulását említi. [95]

PELIKÁN PÁL a *Bálvány alatti erdészeti út részűjében* – két helyen – addig ismeretlen kifejlődésű, a legfelső permet és a perm-triász határt magukba foglaló feltárásokat talált. A garadnavölgy-bánkúti műúttól 650 m távolságra eső feltárás (67) 295/30° dőlésű rétegsorában a fekvő rétegek a Nagyvisnyói Mészkő vastagpados sötétszürke bitumenes mészkő kifejlődését képviselik. Ennek legfelső 50 cm-ében a mészkőpadok gyor-

san vékonyodnak. Felettük 1 m vastagságban sárgás-barnásszürke finomhomokos agyagmárga települ. A lemezes elválású képződményben 32 és 38 cm között sötétszürke mészkőleccesor húzódik. A homoktartalom felfelé fokozatosan növekszik és legfelül már 1 mm-es csillámdús rétegfel-színű lemezekre elváló, zöldesszürke, finomszemcsés homokkő található. Erre éles határral vékonyréteges, világos barnásszürke mészkő következik, felfelé ritkuló vékony agyagmárga betelepülésekkel. A mintegy 4 m vastagságú vékonyréteges mészkő rétegcsoport felett vastagpados Gerennavári Mészkő települ.

A finomhomokos agyagmárga gazdag makrofaunát tartalmaz, amelyet CSONTOSNÉ KIS KATALIN (1990) dolgozott fel:

A Brachiopodák közül leggyakoribb a *Crurithyris tchernyschewi* LICHAREW, ami a szelvény teljes egészében megtalálható, amíg a *Tschernyschewia typica typica* STOYANOW és a *Dielasma elongatum* (SCHLOTHEIM) csak egy-egy szintben. Az *Ombonia* cf. *canevai* MERLA és az *Orthoethina* sp. a szelvény alsó szakaszában gyakori.

Az ősmaradványegyüttest a kagylók uralják.

Nagyméretű sugaras bordákkal díszített fajok:

Pseudomonotis cf. *speluncaria* (SCHLOTHEIM)

Pseudomonotis subtiliorneta-costata SCHRÉTER

Pseudomonotis subtilicostata SCHRÉTER

Pseudomonotis sp.

Aviculopecten sp. (cf. *comenicus*) (STACHE)

Aviculopecten sp.

Aviculopecten cf. *trinkeri* (STACHE)

Streblopteria pusilla (SCHLOTHEIM)

Euchondria sp. (cf. *paucicostata* YIN)

Kisméretű, sima, vagy csak növekedési vonalakkal díszített fajok:

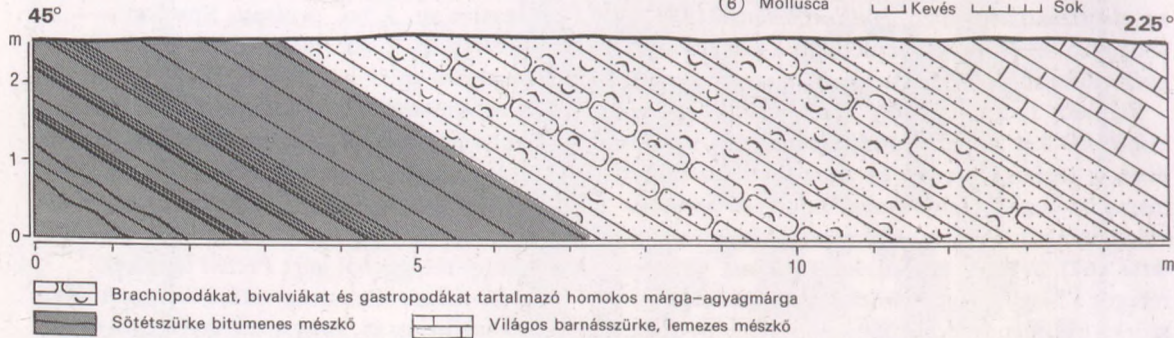
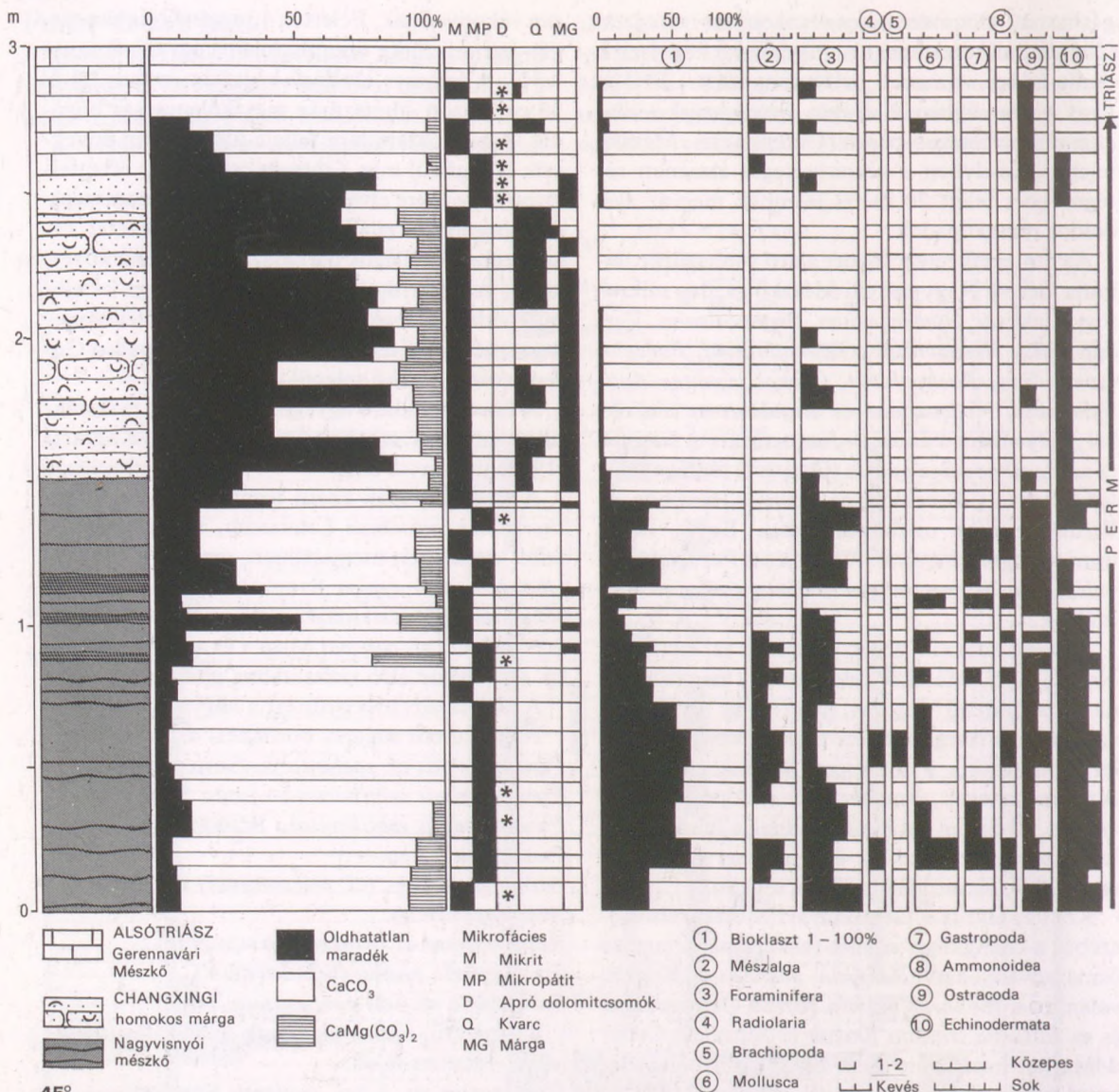
Permopecten sp. 1. (cf. *tirolensis* STACHE)

Permopecten sp. 2. (cf. *latangulatus* YIN)

Hunanopecten sp. ?

A Brachiopodák egyes alakjai a Dolomitok és a Ny-pakisztáni Katwai tagozat changxingi emeletbe sorolt rétegeinek faunájában található alakokkal azonosíthatók. Az alig díszített, vagy sima teknőjű kagylók nagyon hasonlóak a dél-kínai changxingi rétegekből leírt *Pecten* félékhez.

A perm-triász határ megvonása szempontjából fontos körülmény az, hogy a vékonyréteges mészkő rétegcsoport legalsó részében, néhány réteg-



67 Perm–triász határszelvény a Bálvány északi oldalán

ben még nagy mennyiségű *Gymnocodium* található.

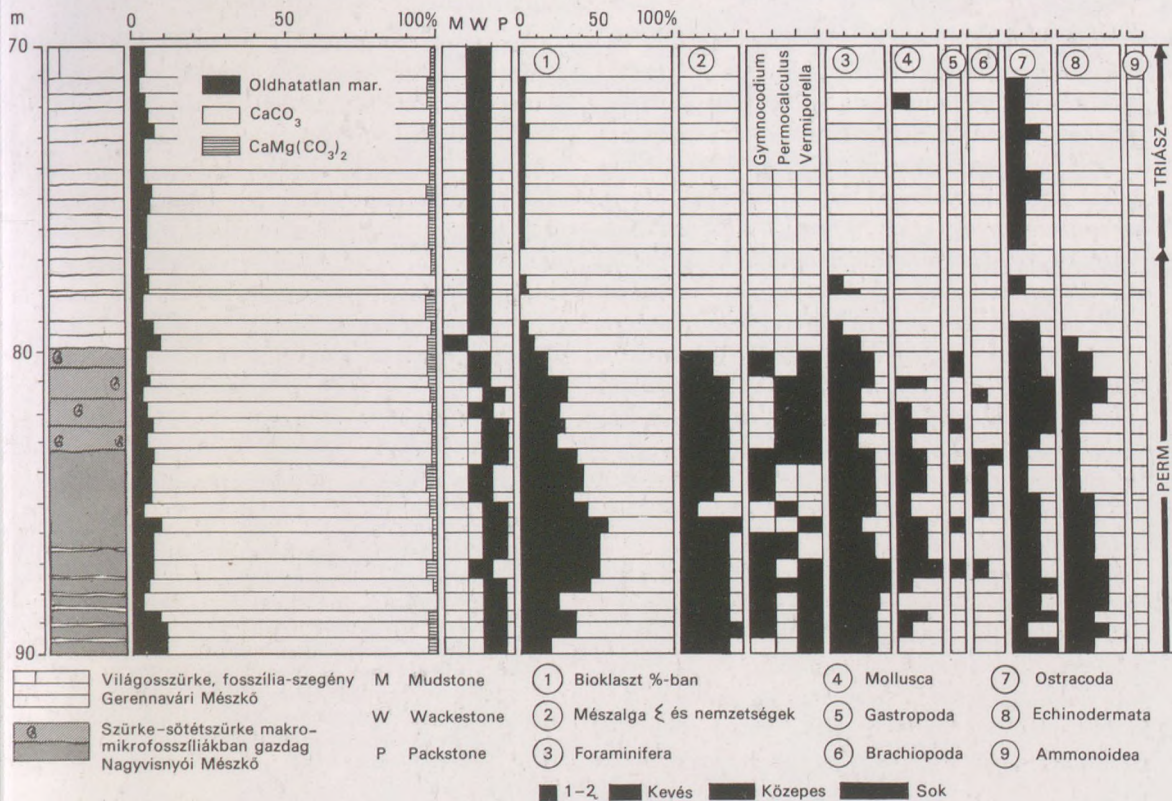
A Mályinka Má-8 jelű fúrás rétegsorában a 70 és 90 m közötti rétegcsoport foglalja magába a perm-triász határt meghatározó képződményeket (68).

A 80 és 90 m közötti sötétszürke, lagúnafaciesű, gazdag ősmaradványtartalmú (hemigordiusos—mészalgás) rétegek képviselik a Nagyvisnyói Mészke formáció legfelső részét. Jellegzetes nemzetségek ebben a rétegszakaszban: Alga: *Gymnocodium*, *Permocalculus*, *Vermiporella*. Foraminifera: *Tuberitina*, *Glomospira*, *Globivalvulina*, *Paraglobivalvulina*, *Agathammina*, *Hemigordius*, *Climacammina*, *Baisalina*, *Staffella*, *Codonofusiella*, *Lunucammia*, *Pachyphloia*. Ezekon kívül Ostracoda, Gastropoda, Lamellibranchiata, Brachiopoda és Echinodermata töredékek alkotják a bioklaszt összetételét.

A Má-8 jelű fúrás 80–86,3 m közötti rétegcsoportjának Ostracoda faunája alapján [*Acratia an-*

teracuminata WANG x, *A. posthungarica* KOZUR x, *A. suprapermiana* KOZUR x, *Bairdiacypris wangi* KOZUR x, *Cooperuna sinuata* KOZUR x, *Cryptobairdia bolzi* KOZUR x, *C. intermedia* (BELOUSOVA) x, *C. pelikani* KOZUR x, *Fabalitypris parva* (WANG) x, *Liuzhinia* sp. x, *Microcheilinella peroi suprapermiana* KOZUR x, *M. quinglongensis* WANG x, *Praepilatina minuta minuta* KOZUR xx] KOZUR, HEINZ a *Petasobairdia bidentata* zónát állította fel, amelyet a kísérőfauna alapján a dzsulfai emeletbe sorolt.

A Nagyvisnyói Mészke faciése 80 m-nél hirtelen szűnik meg és váltja fel a világosszürke, laminált mikrit kifejlődésű, gyér faunájú 5–5,5 m vastagságú, „átmeneti” mészke rétegcsoport, amely már a Gerennavári Mészke legalsó tagozata. Ebben a rétegcsoportban BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ *Earlandia dunningtoni* Foraminifera szintet, KOZUR, HEINZ *Indivisia buekkensis* Ostracoda-zónát és *Theelia dzhulfaensis* Holothuroidea fajt határozott meg.



68 A Mályinka Má-8 jelű fúrással feltárt perm-triász határ

A továbbra is faunaszegény, szürke, világos barnásszürke fedő (Gerennavári Mészke) rétegsorban – a gerennavárihoz hasonlóan – 20 m után jelennek meg az ooidos mészkőpadok.

A Bükk hegység középső- és felsőperm faunái felfelé egyre erősödő kapcsolatot mutatnak a Déli-Alpokon és a Dinaridákon keresztül a Kaukázuson túl, Irán, a Salt-Range, a Himalája és Dél-Kína irányába. Végül is csak a triász kezdetére váltak a világtengerhez fűződő kapcsolatok szorosabbá, amikor a faciologailag kedvezőtlen feltételek ellenére a Conodonták lényegesen gyakoribbá váltak és az Ostracoda faunában is messzemenő faji egyezés mutatható ki a világtengerrel.

Akárcsak az *Indivisia buekkensis* zónában, úgy a *Hollinella tingi* együttes-zónában sem voltak euhalin körülmények. Mindkét zónában igen alacsony a fajsám, az egyszám viszont igen nagy. A sótartalom lehetett valamivel magasabb is, de valamivel alacsonyabb is a normálisnál.

A Bükk hegységi perm képződmények metamorfózisa

Ásványegyüttesek, közetszöveti jellegek

A bükki perm képződményeknek a diagenézis és a kezdeti metamorfózis során képződött ásványegyüttesei csakúgy, mint a karbon képződmények ásványtársasága nem jellemzők az átalakulás fizikai körülményeire. A kvarc, szericit, klorit, karbonátásványok (kalcit, dolomit), albit, káliföldpát, pirit, hematit különböző arányú keverékéből álló ásványtársasághoz az evaporitos összletben gipsz és anhidrit, valamint alárendelten magnezit és barit társul. Az üledékképződési viszonyoktól függő eredeti ásványos összetételnek megfelelően változnak az egyes közettípusok metamorf ásványparageneziseinek mennyiségi arányai; egyes üledéktípusokban az albit és a klorit, a törmelékes kifejlődésű képződményekben a karbonátásványok hiányozhatnak is.

A perm képződmények ásványegyüttesei azok egész elterjedési területén lényegében megegyeznek. Jelentős különbség mutatkozik viszont egyes területek deformációs állapotában. A nagyvisnyó-dédestapolcsányi területen a deformációs hatás mérsékelt lehetett csak. Ezzel szemben Szentlélek környékén a nagyobb nyomás és az

erős nyírást deformáció következtében kialakult anizotrop feszültségi térben végbement átkristályosodás hatására palás szerkezetű, foliációs szövetű (homokkőpala, fillitszerű agyagpala, préselt mészkő) kőzetfajták képződtek. Gyakori a törmelékes kvarcsczemcsék kvarc-szericit-koszorús továbbnövekedése, a törmelékes muszkovit deformációja és fengites összetételű továbbnövekedése, a kvarc- és filloszilikát-dús sávok fillitszerű elkülönülése [74].

Illit kristályosság

A bükki perm képződmények az anchizónának megfelelő illit-kristályossági átlagértékekkel rendelkeznek (a teljes kőzet és az oldási maradék mintáknál $IC = 0,367^\circ 2\theta$, $S_x = 0,090$; $n = 88$; a $2\ \mu\text{m}$ szemcseméretű frakció mintáinál $IC = 0,307^\circ 2\theta$, $S_x = 0,068$; $n = 61$). Az illit kristályossági adatok az epizónától a diagenetikus zónáig terjedő nagy diszperziója részben litológiai, nagyrészt szerkezeti igénybevételi különbségeket takar.

Illit-muszkovit b_0 rácsparaméter

A Szentlélek környéki perm képződmények nyomásjelzésre alkalmas alsó-, középsőperm törmelékes eredetű kőzetfajtáinak b_0 értékei ($b_0 = 9,034\ \text{\AA}$, $S_x = 0,010$; $n = 31$) a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegységi paleozóos és mezozóos összletekre jellemző uralkodó átmeneti (kis-közepes) nyomástartományú metamorfózisnál nagyobb, a közepes nyomástartományak megfelelő fluid nyomást valószínűsítene. A Nagyvisnyó környéki hasonló korú és litofaciesű képződmények b_0 átlagértéke $9,007\ \text{\AA}$, az előbbi-

Táblamagyarázatok [94] – [95]

[94] Perm-triász határretegek a Gerennavár alatti sziklafalban

[95] A perm záró rétegeinek mikrofáciése

- A Earlandiás, eutuberitinas, peloidos mikrofáciés, Má-8 jelű fúrás 89 m, 50 ×
- B Kevés Ostracoda maradványt tartalmazó dolomitropátit, dolomitkristályokkal kitöltött erek és csomók. Gerennavár, 25 ×
- C Finomhomokos márga, apró, vékony Mollusca-héj törmelékkel. Bálvány É., 25 ×
- D *Theelia dzhulfaensis* MOSTLER et RAHIMI-YAZD, Má-8 jelű fúrás 88 m, 136 ×

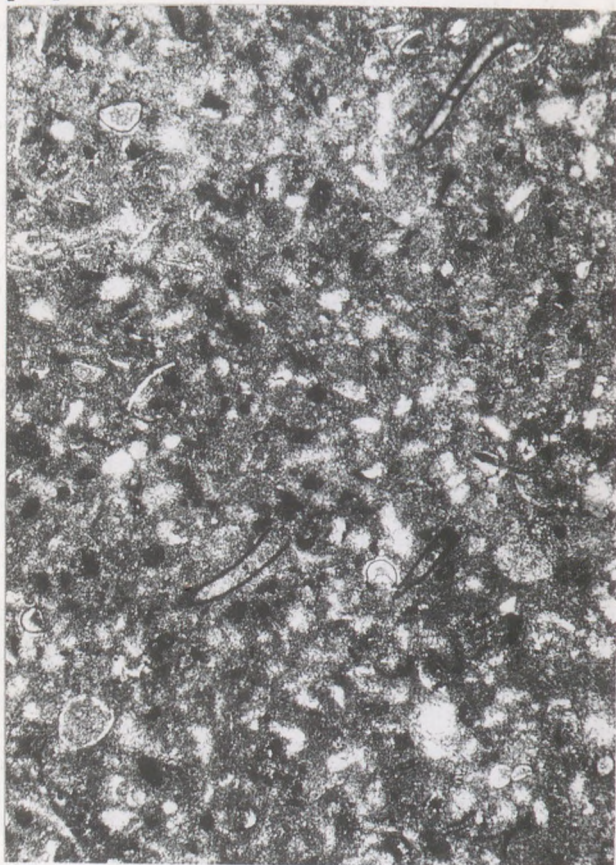
Gerennavári Mészko

Nagyvisnyói Mészko

132

133

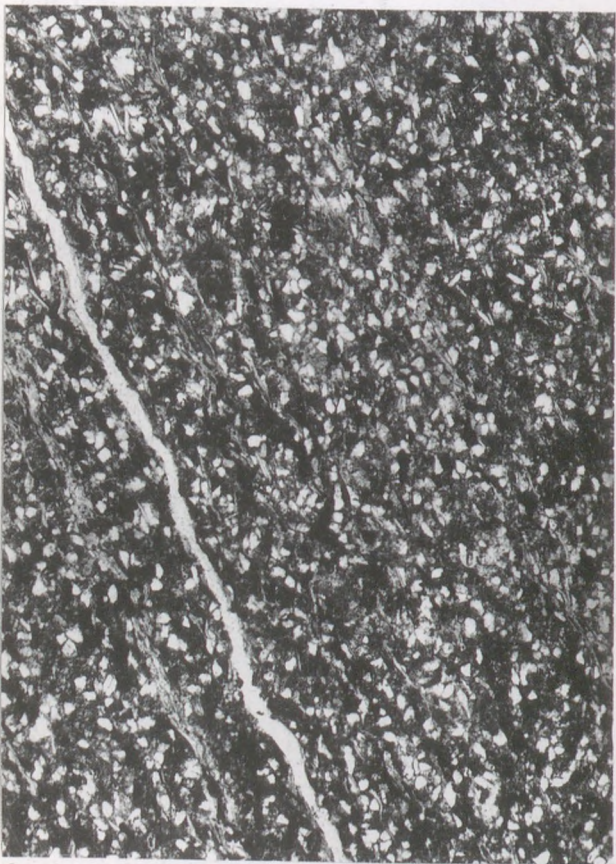




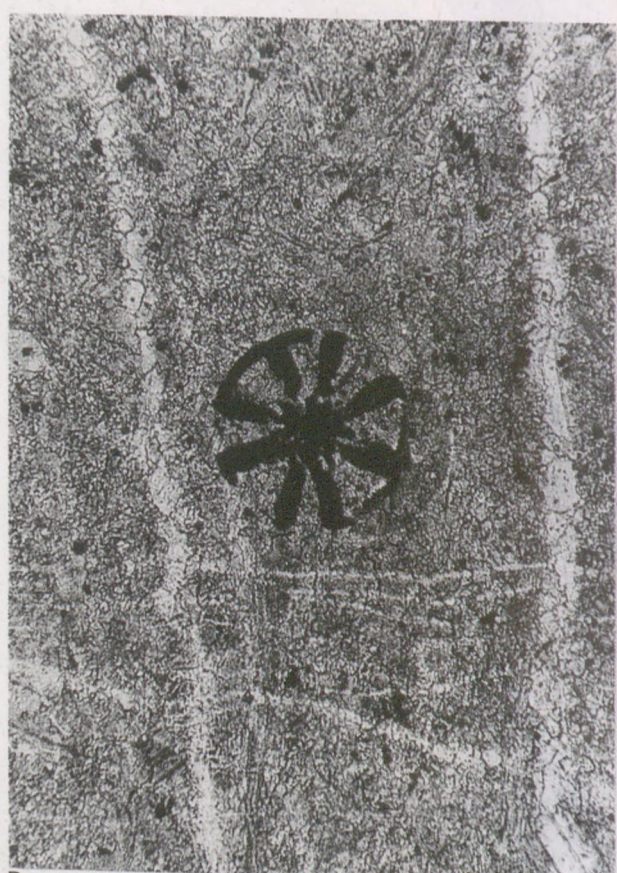
A



B



C



D

nél lényegesen kisebb. Tehát a Nagyvisnyó–Dédestapolcsány környéki perm képződmények átalakulásának nemcsak a hőmérséklete, hanem a nyomása is lényegesen kisebb volt.

Vitrinit reflexióképesség

A Nagyvisnyói formáció agyagos, dolomitos mészköve az anchizónának megfelelő reflexió értékű, finomdiszperz vitrinitet tartalmaz ($R_{\max} = 4,076-4,684\%$, $R_{\text{random}} = 3,776-3,969\%$).

Összefoglalva: a Bükk hegység képződményeit a paleotektonikai körülményektől függően változó intenzitású alpi (kréta, preszenon) dinamotermais regionális metamorf hatás érte. A metamorfózis foka az anchizóna alacsony hőmérsékletű részétől (az anchizóna/diagenetikus zónák határától; nagyvisnyó–dédestapolcsányi sáv) az epizónáig (szentléleki sáv) változott. Az utóbbi zóna metamorfózisa közepes nyomástartományú volt.

Gyakorlati hasznosítás

A Bükk hegységi karbon és perm rétegösszlet kőzetfajtái csak kismértékben hasznosíthatók.

A karbon agyagpalát a múltban tetőfedő palának használták. Nagyobb arányú felhasználásáról tanúskodik a bán-völgyi felhagyott palabánya és egy, a Magyar Curir 1806-os számában közzétett hirdetés, amely a Helytartó Tanács által 1799-ben jóváhagyott palabányaszatról és a palának számos középületnél történt felhasználásáról számol be.

A felsőperm mészkövet Nagyvisnyó környékén több kisebb-nagyobb kőfejtőben termelték. Falazóanyagként ma már nem használják; zúzott, ill. darabos kőként és vízépítési célra, töltések készítésére hasznosítható. Közepes nyomószilárdságú, kevésbé kopásálló, közepes vízfelvételű, mérsékeltén fagyálló („D” zúzottkő csoport).

A Garadnavölgyi tagozatban a Mév-fúrások nem tártak fel művelelő gipsz-anhidrit rétegeket. A később mélyült Nv-18 jelű földtani alapfúrás 135 m-től kezdve 30 m vastagságban, nyugodt településű gipsz-anhidrit rétegcsoportot harántolt. Ez további kutatást tehet indokoltá.

Az ércindikációk a mezozoós magmatizmus szerkezetéhez kötött hatásaként értelmezhetők. Hidrotermális metasomatózis hatására gyenge

kovásodás és szideritesedés ment végbe; az utóbbihoz helyenként ércásványosodás (magnetit, hematit, galenit, kalkopirit, malachit és pirit) kapcsolódik.

A Farkasnyaki tagozat urándúsulással kapcsolatos ércindikációkat tartalmaz. A fő ásvány a kasolit (ólom–urán–szilikát) és az uranofán (kalcium–urán–szilikát). Ezen másodlagos ásványok kinululó anyagai uránátok, ill. oxidos U-ásványok voltak. Kísérőik cerussit, smithsonit és szulfidásványok: pirit, kalkopirit. Ritkalemként V, Ti, Ag, As, Mo és Ba dúsul, esetenként önálló ásványokhoz kötöttek. A szénült növényi anyag hiánya és a nagy redox különbségek nem kedveztek a színszediment ércképződésnek.

A Bükk hegység középső- és felsőkarbon, valamint perm törmelékes rétegösszlete rossz, a felsőperm sötétszürke mészkő közepes víztároló képességű.

Irodalomjegyzék

Bükk karbon–perm rétegösszlet

- ALFÖLDI LÁSZLÓ – BALOGH KÁLMÁN – RADÓCZ GYULA – RÓNAI ANDRÁS – LÁNG SÁNDOR – SZÜCS LÁSZLÓ 1975: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatahoz M-34-XXXIII. Miskolc. – Földt. Int. Kiadv.
- ANTAL SÁNDOR 1975: Subdivision of the Upper Permian Sequence of the Bükk Mountains in Northern Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 22/1, pp. 113–118.
- ANTAL SÁNDOR – BALOGH KÁLMÁN 1980: Über die Lithologie und Alter der Nagyvisnyó Formation (Oberperm, Bükk-Gebirge, Nordungarn). In VOZÁR, J. – VOZÁROVÁ, A. (Eds.): Permian of the West Carpathians (pp. 25–32). – Geol. Ústav D. Štúra, Bratislava.
- ÁRKAI PÉTER 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. – Acta Geol. Hung. 26/1–2, pp. 83–101.
- BALKAY BÁLINT 1960: Mikrotektonikai megfigyelések a Bükk-hegység északi részében. – Földt. Közl. 90/1, pp. 120–124.
- BALKAY BÁLINT – LÁNG GÁBOR 1957: Üledékföldtani vizsgálatok a Nagyvisnyó–Nekézseny körüli karbon–permi rétegeken. – Földt. Közl. 87/1, pp. 3–18.
- BALOGH KÁLMÁN 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. – Földt. Int. Évk. 48/2, pp. 243–719.

- BALOGH KÁLMÁN 1979: Válasz Szalai Tibornak „A varisztikus északi törzs és a bükki tengeri felsőkarbon, perm és triász” c. cikkére. – Ált. Földt. Szemle 12, pp. 99–106.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 20/2, pp. 191–207.
- BALOGH KÁLMÁN–PANTÓ GÁBOR 1954: Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. – Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról 1, pp. 17–27.
- BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1987: Észak-magyarországi Earlandia (Foraminifera) fajok a perm-triász határtól. – Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről, pp. 215–226.
- BÉRCZINÉ-MAKK ANIKÓ – PELIKÁN PÁL 1989: Nagyvisnyó, Mihalovits Quarry. In XXIst European Micropaleontological Colloquium Guidebook. (pp. 149–155). – Budapest.
- BÖCKH JÁNOS 1867: Die geologischen Verhältnisse des Bükk-Gebirges und der angrenzenden Vorberge. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 17/2, pp. 225–242.
- BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA 1974: Metaszomatikus ércesedés nyomai a Bükk hegység É-i részén. – Földt. Int. Évi Jel. 1972-ről, pp. 49–53.
- CSONTOSNÉ KIS KATALIN–PELIKÁN PÁL 1990: Bükk, Nagyvisnyó, Bálvány-észak. – Magyarország geológiai alapszelvényei. Földt. Int. Kiadv.
- FENNINGER, A.–NIEVOLL, J. 1983: Der erste Nachweis einer phylloidenten Zahnplatte aus dem oberen Perm des Bükkgebirges (Ungarn). – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 201–207.
- FLÜGEL, H. W. 1970: Die Entwicklung der rugosen Korallen im hohen Perm. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien) 1, pp. 146–161.
- FLÜGEL, H. W. 1973: Peronidella baloghi, a new Inozoa from the Upper Permian of the Bükk-Mountains (Hungary). – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 21/1, pp. 49–53.
- FOETTERLE, F. 1866: Berichte der Herren Geologen aus ihren betreffenden Aufnahmsgebieten. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 16/2, Verhandlungen, 93–95.
- GÓCZÁN FERENC 1971: Tájékoztató jellegű rétegtani palinológiai vizsgálatok hazai karbon időszakos képződményeken. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 677–701.
- HAAS JÁNOS – GÓCZÁN FERENC – ORAVECZNÉ SCHEFFER ANNA – BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES – MAJOROS GYÖRGY – BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1986: Permian-Triassic boundary in Hungary. – Mem. Soc. geol. ital. 34, pp. 221–241.
- HERAK, M. – KOCHANSKY, V. 1963: Bükkhegységi újpaleozóos mészalagok. – Geol. Hung. Ser. Pal. 28, pp. 45–77.
- HÉRITSCH, F. 1942: Korallen aus dem Perm des Bükk-Gebirges (Oberungarische Karpathen). – Anz. Akad. Wiss. Wien. Math.-nat. Cl. 79/4, pp. 13–15.
- JABLONSKY JENŐ 1919: Magyarországi karbonkorú alagok. – Földt. Közl. 48/10–12, pp. 397–398.
- JÁMBOR ÁRON 1959: A bükkhegységi Kisfennsík földtani újvizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1955–56-ról, pp. 103–122.
- JÁMBOR ÁRON 1961: A Szilvásváradtól DK-re levő terület felépítése. – Földt. Int. Évi Jel. 1957–58-ról, pp. 89–102.
- KOLOSVÁRY GÁBOR 1951: Magyarország permo-karbon koralljai. – Földt. Közl. 81/1–3, pp. 4–56, 4–6, pp. 171–185.
- KOZUR, H. 1982: Einige neue Ostracoden-Arten aus dem Oberperm des Bükk-Gebirges (Nordungarn). – Radovi Geoinstituta 15, pp. 199–204.
- KOZUR, H. 1984: Megjegyzések a Bükk hegység felsőperm orthocon Nautiloideáival kapcsolatban. – Földt. Közl. 114/3, pp. 357–361.
- KOZUR, H. 1984: Biostratigraphic evaluation of the Upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bükk Mts. Part I: Carboniferous conodonts and holothurian sclerites. – Acta Geol. Hung. 27/1–2, pp. 143–162.
- KOZUR, H. 1985: Biostratigraphic evaluation of the Upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bükk Mts. Part II: Upper Paleozoic ostracods. – Acta Geol. Hung. 28/3–4, pp. 225–256.
- KOZUR, H. 1985: Neue Ostracoden-Arten aus dem oberen Mittelkarbon (höhere Moskovian), Mittel- und Oberperm des Bükk-Gebirges (N-Ungarn). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck Sb. 2, pp. 1–145.
- KOZUR, H. – MOCK, R. 1977: Conodonts and Holothurian sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 23/1, pp. 109–126.
- MAJOROS GYÖRGY 1980: A permii üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben: Egy ösföldrajzi modell és néhány következtetés. – Földt. Közl. 110/3–4, pp. 323–341.
- MAJZON LÁSZLÓ 1955: A Bükkhegység paleozóos Foraminiferái. – Földt. Közl. 85/4, pp. 461–465.
- MIHÁLY SÁNDOR 1980: Echinoidea maradványok a Bükk hegység felsőpermjéből. – Földt. Int. Évi Jel. 1978-ről, pp. 399–412.
- MIHÁLY SÁNDOR – SOLT PÉTER 1983: Acrodus-fog a Bükk hegység felső-permjéből. – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 209–212.
- NAGY GÉZA 1961: A Bükkhegység ÉNy-i peremének földtani és szerkezeti vizsgálata. – Földt. Int. Évi Jel. 1957–58-ról, pp. 121–128.
- NÉMETH MÁRTA 1975: Újabb mészalagok a Bükk-hegység középsőkarbonból. – Földt. Közl. 105/2, pp. 143–154.
- PAPP KÁROLY 1907–1908: Miskolcz környékének geológiai viszonyai. – Földt. Int. Évk. 16/3, pp. 89–134.
- PERLAKI ELVIRA 1959: Nagyvisnyó 1. sz. fúrás. – Földt. Int. Évi Jel. 1955–56-ról, pp. 487–488.

- PEŠIĆ, L. – RAMOVŠ, A. – SREMAC, S. – PANTIĆ-PRODANOVIĆ, S. – FILIPOVIĆ, J. – KOVÁCS SÁNDOR – PELKÁN PÁL 1986: Upper Permian deposits of the Jadar Region and their position within the Western Paleotethys. – *Mem. Soc. geol. ital.* 34, pp. 211–219.
- PIA, J. 1928: Neue Arbeiten über fossile Kalkalgen aus den Familien der Dasycladaceae und Codiaceae. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Ref.* 3, pp. 227–240.
- PIA, J. 1937: *Sammelbericht über fossile Algen: Dasycladaceae 1928 bis 1936, mit Nachträgen aus früheren Jahren.* – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Ref.* 3, pp. 985–1028.
- PIA, J. 1937: Die wichtigsten Kalkalgen des Jungpaläozoikums und ihre geologische Bedeutung. – *Deuxième Congrès pour l'Avancement des Études de Stratigraphie Carbonifère.* Heerlen, 1935. *Compte Rendu* 2, pp. 765–856. – Maestricht.
- RAKUSZ GYULA 1928: A dobsinai és Bükk-hegységi karbon sztratifrafiái és paleogeografiai helyzetéről. – *Földt. Közl.* 57/10–12, pp. 208–212, 247.
- RAKUSZ GYULA 1932: Dobsinai és nagyvisnyói felsőkarbon kövületek. – *Geol. Hung. Ser. Pal.* 8, pp. 1–223.
- ROZOVSKAJA, Sz. E. 1963: Bükkhegységi Fusulinidák. – *Geol. Hung. Ser. Pal.* 28, pp. 3–43.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1914: A Bükkhegység északnyugati része. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1913-ról, pp. 292–304.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1915: Földtani felvétel a borsodi Bükk hegységben. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1914-ról, pp. 324–334.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1916: A borsod-hevesi Bükkhegység keleti része. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1915-ről, pp. 348–363.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1917: Perces és Sajószentpéter környékének földtani viszonyai. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1916-ról 1, pp. 329–341.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1923: Földtani felvétel a Sajó völgy neogén medencéjében. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1917–19-ről, pp. 61–74.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1935: A Bükkhegység triász képződményei. – *Földt. Közl.* 65/4–6, pp. 90–105.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1936: Lytonia a Bükk hegységéből. – *Földt. Közl.* 66/4–6, pp. 113–121.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1944: A Bükk-hegység geológiája. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1943-ról, *Beszámoló a vitaülésekről* 5/7, pp. 378–411.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1945: Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidéknek földtani viszonyai. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1941–42-ről 1, pp. 161–238.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1948: Trilobiták a Bükk hegységéből. – *Földt. Közl.* 78, pp. 25–39.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1953: Földtani vizsgálatok Nagyvisnyó vidékén. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1951-ről, pp. 157–167.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1954: Földtani újratérképezés Szilvásvárad környékén. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1952-ről, pp. 135–142.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1954: A Bükk hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai. – *Hidr. Közl.* 34/7–8, pp. 287–294, 34/9–10, pp. 369–381.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1959: A Bükk-hegység tengeri eredetű perm képződményei. – *Földt. Közl.* 89/4, pp. 364–373.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1963: A Bükk hegység felső-permi Brachiopodái. – *Geol. Hung. Ser. Pal.* 28, pp. 79–179.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1974: Die Nautiloiden aus dem oberen Perm des Bükkgebirges. In SIDÓ MÁRIA – ZALÁNYI BÉLA – SCHRÉTER ZOLTÁN (Eds.): *Neue paläontologische Ergebnisse aus dem Oberpaläozoikum des Bükkgebirges* (pp. 253–311). – *Akadémiai Kiadó.*
- SIDÓ MÁRIA 1974: Paläontologische und stratigraphische Untersuchung der Kleinforminiferen aus dem Jungpaläozoikum des Bükkgebirges. In SIDÓ MÁRIA – ZALÁNYI BÉLA – SCHRÉTER ZOLTÁN (Eds.): *Neue Paläontologische Ergebnisse aus dem Oberpaläozoikum des Bükkgebirges* (pp. 11–93). – *Akadémiai Kiadó.*
- STACHE, G. 1866: In HAUER, F.: *Berichte der Herren Geologen aus Ihren Aufnahmsgebieten.* – *Jb. k. k. geol. Reichsanst.* 16/2, *Verhandlungen*, pp. 108–109.
- SZALAI TIBOR 1980: Der variszische Nordstamm und die marinen Oberkarbon-, Perm- und Trias-Bildungen des Bükk-Gebirges (Ungarn). – *Verh. geol. Bundesanst. (Wien)* 3, pp. 401–405.
- VADÁSZ M. ELEMÉR 1909: *Geológiai jegyzetek a borsodi Bükk-hegységéből.* – *Földt. Közl.* 39/3–4, pp. 164–174.
- VITÁLIS ISTVÁN 1939: Magyarország szénelőfordulásai. – *Röttig-Romwalter, Sopron.*
- VITÁLIS ISTVÁN 1940: Néhány félreismert fosszilis szénelőfordulásról. – *Bány. Koh. Lapok.* 73/10, pp. 161–172.
- WEIN GYÖRGY 1960: *Karbon kőszén kutatásának kilátásai Magyarországon.* – *Bány. Koh. Lapok* 93/9, pp. 604–607.
- WÉBER BÉLA 1975: Az urán és tórium eloszlása az Északi Középhegység földtani képződményeiben légi-gammasspektrometriai mérések alapján. – *Földt. Közl.* 105/3, pp. 309–319.
- WOLF, H. 1859: *Die geologischen Verhältnisse des Bükkgebirges.* – *Jb. k. k. geol. Reichsanst.* 10, *Verhandlungen*, pp. 70–71.
- ZALÁNYI BÉLA 1974: Die oberpermischen Ostracoden des Bükkgebirges. In SIDÓ MÁRIA – ZALÁNYI BÉLA – SCHRÉTER ZOLTÁN: *Neue paläontologische Ergebnisse aus dem Oberpaläozoikum des Bükkgebirges* (pp. 95–251). – *Akadémiai Kiadó.*

Paleozóos képződmények a Rudabányai-hegység DK-i szegélyén

A Rudabányai-hegység DK-i szegélyén húzó-dó széles palasávot PÁLFY MÓRIC (1924) karbonnak, BALOGH KÁLMÁN – PANTÓ GÁBOR (1952) és PANTÓ GÁBOR (1956) ladin korinak tartották.

MOLNÁR PÁL 1967-ben a Rb-461 jelű fúrás 367,8–421,2 m közötti részéből írt le szericites, meszes agyagpalát és mészkövet, melyeket BALOGH KÁLMÁN szendrői paleozoikumnak minősített.

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység még kéziratban levő földtani monográfiájában és 1988-ban megjelent fedetlen földtani térképén (SZENTPÉTERY ILDIKÓ – ÁRKAI PÉTER – KOVÁCS SÁNDOR) Tapolcsányi formációt és Abodi Mészkő formációt írtak le és ábrázoltak (69). Jelen fejezet SZENTPÉTERY ILDIKÓ terepi, rétegtani és ÁRKAI PÉTER ásvány-kőzettani megállapításait tartalmazza.

Tapolcsányi formáció

A Rudabányai-hegység délkeleti szegélyén, a hegység DNy–ÉK-i csapásában, mintegy 7 km hosszúságban és 1 km szélességben nyomozható. A rétegdőlés ÉNy-i, közel függőleges. Gyakoriak a gyűrt, erősen tektonizált szakaszok. Fő feltárása a szuhogyi Nagy-hegy DNy-i lábánál levő felhagyott palabánya.

Kőzettani kifejlődése üde állapotban sötétszürke-fekete, mállottan barnás-, zöldes-, lilásszürke palás agyagkő, agyag- és aleurolitpala, kovás agyagpala, kovapala, lidit, ritkán homokkő.

Ásványos összetételében uralkodó a kvarc, jelentős a szericit, helyenként található pirit, alárendelt a kalcit és a sziderit, nyomnyi a káliföldpát és a kaolinit, másodlagos ásvány a gipsz. A kőzet-szövet kezdeti metamorf állapotot tükröz.

Egyes kőzetminták 250–6000 ppm mangánt tartalmaznak. Az üledékes Mn-kiválás a palabánya melletti egykori fejtőgödörben jól tanulmányozható.

Átkristályosodott radioláriákon kívül más ősmaradvány nem található. Litológiai és metamorfizáltsági jellemzői alapján az upponyi-hegységi Tapolcsányi formáció kovapala tagozatával azonosítható.

Az Rb-497 jelű fúrásban 824,5–877,0 m, és az Rb-498 jelű fúrásban 175 és 177 m közötti mélységben fekete agyagpalával váltakozó szürke, finom és középszemű homokkővet harántoltak. Rosszul rétegzett, nem gradált, helyenként kissé foliációs szerkezetű, ill. gyengén palás. Vékonycsiszolatban sok közettörmelék tartalmazó, osztályozatlan, éretlen homokkő.

Az ásványtöredékek között uralkodó részarányú a kvarc (max. 900 µm, átlag 150–100 µm átmérőjű, alig koptatott); kevesebb a kvarchoz hasonló szemcseméretű, gyengén szericitesedett savanyú plagioklász, valamint a káliföldpát után képződött, saktáblaszerű albit. Kevés és általában deformált a muszkovit, ill. muszkovitos klorit aggregátum. A kvarcsejtszomszomszomság körül kvarc + szericit szálkás továbbnövekedés figyelhető meg.

A közettöredékek: csillámpala, kvarcit, kovapala, aleurolitpala, agyagpala, fillit, mirmekites földpát kvarczárvánnyal, opak- (metavulkanit-?) foszlányok.

Az ásványos összetétel és a kőzettani jellemzők alapján a Tapolcsányi formáció Csernelylvölgyi Homokkő tagozatához hasonlít.










Schalstein

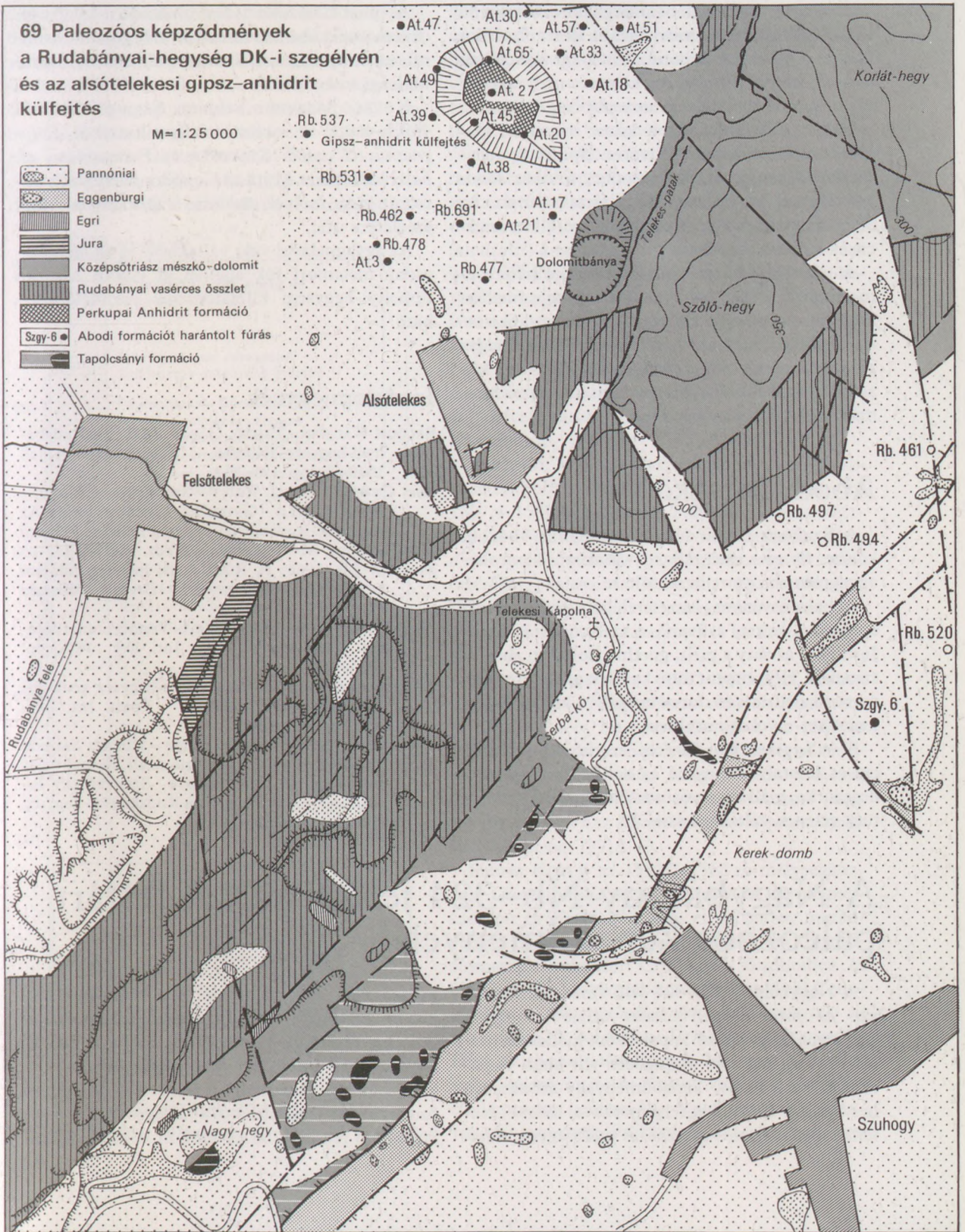
Az Rb-461 jelű fúrás 256,6 és 381,4 m közötti szakaszából származó, és az Rb-494 jelű fúrás 867 méteréből vett kőzetmintákat ÁRKAI PÉTER schalstein jellegű metatufitnak határozta meg.

A kőzet zöldesszürke színű, finomtörmelékesszövetű, cm-es kvarcit és kristályos mészkő zárványokat tartalmaz, szericites bevonatú, egyenetlen elválási lapokkal rendelkezik.

**69 Paleozóos képződmények
a Rudabányai-hegység DK-i szegélyén
és az alsótelekesi gipsz-anhidrit
külfejtés**

M=1:25 000

-  Pannóniai
-  Eggenburgi
-  Egri
-  Jura
-  Középsőtáriás mészkő-dolomit
-  Rudabányai vasérces összlet
-  Perkupa Anhidrit formáció
-  Szgy-6 ●
-  Tapolcsányi formáció



Ásványos összetételében meghatározó szerepű a kalcit, klorit, kvarc, szericit és az albit; járulékos ásvány a pirit és a sziderit. A $< 2 \mu\text{m}$ frakcióban szericit, klorit, plagioklász, kvarc és rutil található; csökkenő mennyiségi sorrendben.

Vékonycsiszolatokban a kőzet metamorf palás-lencses szerkezetű. Elvértve lapillik is felismerhetők, amelyek kvarcosodott földpát fenokristályokat és földpátléceket tartalmaznak. Az átkristályosodott alapanyagban kvarc, albit, szericit és klorit határozható meg.

A schalstein bázisos-intermedier vulkáni törmelékanyag és meszes, homokos-agyagos üledékanyag keveredéséből keletkezett. Ásvány-kőzetani kifejlődése alapján a nekézsényi Strázsa-hegyről (Harka-tető), ill. a Zsinnye-Kőrözsa-tető közötti feltárásokból ismert schalstein képződményekkel párhuzamosítható.

Abodi Mészke

A Szuhogy-6 jelű fúrásban 458,0 és 484,2 m között flázeres mészkevel váltakozó aleurolit-agyagpala rétegsort harántoltak.

A pala ásványos összetételében meghatározó szerepű a kalcit, a kvarc, a szericit és a klorit. Járulékos ásvány a pirit, goethit, dolomit, rutil és szmektit. Helyenként több kvarcot és kalcitot tartalmazó aleuritós és durva kristályos kalcitból álló lencséket-sávokat tartalmaz.

A világosszürke, flázeres szerkezetű mészke cm-es kristályos mészke és néhány mm-es zöldesszürke, mállottan vöröses-barnásszürke meta-tufit rétegek váltakozásából áll.

A Nagybátony Nb-324 jelű fúrással feltárt paleozóos képződmények

A Nagybátony Nb-324 jelű fúrás szerkezet-, víz- és szénhidrogén-kutatás céljából mélyült, szakaszos magvétellel. A paleozóos medencealjzatot 1548 m-ben érte el oligocén slír alatt. A harántolt paleozóos képződmények átbuktatott helyzetűek. 1662 m-ig felsőmoszkvai szürke, esetenként bioklasztos mészke és palás agyag válto-

zásos összetételében uralkodó a kalcit; oldási maradékában a szericit, kvarc, goethit, kaolin, klorit, paragonit, kvarc, rutil (csökkenő gyakorisági sorrendben).

KOVÁCS SÁNDOR a Szuhogy Szgy-6 jelű fúrás 468,5-469,1 m közötti rétegszakaszából *Polygnathus cf. webbi* STAUFFER és *Palmatolepis cf. hassi* MÜLLER et MÜLLER Conodonta fajokat határozott meg, melyek alakköre a felsődevon frasnii emeletére utal.

Az agyagpalával való váltakozás és az igen alacsony metamorf fok alapján az Abodi Mészke upponyi-hegységi kifejlődésével párhuzamosítható.

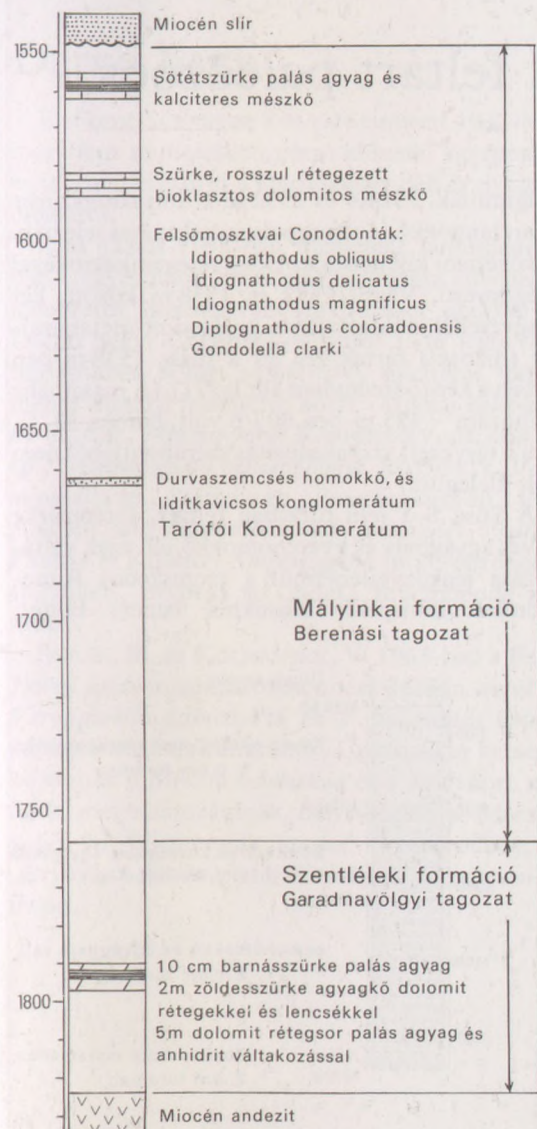
Irodalomjegyzék

- BALOGH KÁLMÁN - PANTÓ GÁBOR 1952: A Rudabányai-hegység földtana. - Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről, pp. 135-154.
- LESS GYÖRGY - GRILL JÓZSEF - SZENTPÉTERY ILDIKÓ - RÓTH LÁSZLÓ - GYURICZA GYÖRGY 1988: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. M = 1:25 000. - Földt. Int. Kiadv.
- MOLNÁR PÁL 1965: A Rudabányai-hegység földtani kutatásának eredményei. - Borsodi Műszaki Élet, 1012, pp. 11-20.
- PANTÓ GÁBOR 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. - Földt. Int. Évk. 44/2, pp. 330-637.
- PÁLFY MÓRIC 1924: A Rudabányai-hegység geológiai viszonyai és vasérclelei. - Földt. Int. Évk. 26/2, pp. 137-160.
- SZENTPÉTERY ILDIKÓ - ÁRKAI PÉTER - KOVÁCS SÁNDOR (megjelenés alatt): Metamorfizált kőzetek; paleozoikum. In LESS GYÖRGY - SZENTPÉTERY ILDIKÓ (szerk.): Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani monográfiája.

kozása volt megállapítható. Az 1662-1663,6 m között vett magminta durva szemcsés homokkő és lidites kvarckonglomerátum kifejlődése a Tarófi Konglomerátumra emlékeztet. Egészében a büki karbon rétegösszlet felső részével, a Mályinkai formációval azonosítható a rétegsor 1758 m-ig követhető része. 1758 és 1798 m között anhidri-

tes-agyagos dolomitbreccsa, majd 1825 m-ig zöldesszürke agyagkő, valamint anhidrit és dolomit váltakozásából álló perm rétegsor található, amely földtani kifejlődése alapján a Szentléleki formáció Garadnavölgyi tagozatával azonosítható. 1825 m-ben miocén szubvulkáni andezitbe jutott a fúrás, és abban is állt le 1965,8 m-ben. (70)

ÁRKAI PÉTER ásvány-kőzettani vizsgálata szerint a rétegsor felső részét alkotó, esetenként bio-



70 A Nagybátony Nb-324 sz. fúrás paleozóos rétegsora

gén elemeket is tartalmazó dolomitos mészkőben a kalcit dominál. Oldási maradékára a plagioklász hiánya, ill. nagyon alárendelt mennyisége, a szericit > kvarc és a szericit » klorit arány, valamint a számottevő pirittartalom a jellemző. A Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás karbon mészkő kifejlődésével mutat rokonságot. A durvaszemcsés homokkőben és aprókavicsos konglomerátumban a metamorf kvarc és a lidit mellett kevés szericit, dolomit és pirit található. A karbonátos agyagkő (aleurolit) a szericiten kívül jelentős (nem utólagos mállás hatására keletkezett) kaolinitet és kevert réteges szerkezetű anyagásványt is tartalmaz, ami a képződmény kizárólag diagenetikus átalakulására utal. A domináns kvarcon kívül plagioklász és különböző karbonátásványok találhatóak. Az anhidrites dolomitmárgában a bükki gipsz-anhidrites tagozattal szemben csak anhidrit volt kimutatható.

BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ a felsőmoszkvai mészkőrétegekből (1555–1562, 1583–1583,2 valamint 1587,4–1587,65 m között) *Tuberitina collosa* REITLINGER, *Textularidae* sp., *Globivalvulina* sp., *Bradyina* sp., *Fusulinidae* sp., *Staffelidae* sp. Foraminiferákat, valamint Ostracoda héjtöredékeket, Bryozoa (Cryptostomata) maradványokat és Crinoidea, Echinoidea vázelemeket határozott meg. [97]K–L.

KOVÁCS SÁNDOR az 1583–1583,2 m közötti mészkőrétegből *Idiognathodus obliquus* KOSSENKO et KOZICKAJA és *Idiognathodus* sp.-t, az 1587,4–1587,65 m közötti mészkőrétegből pedig az említett fajokon kívül még *Idiognathodus delicatus* GUNNELL és *Gondolella* sp.-t határozott meg. A két minta kora az *Idiognathodus obliquus* alapján felsőmoszkvai. [97]A–D.

HEINZ KOZUR az 1552,2–1588 m mélységközben *Glomospirella* sp.-t, Ostracoda keresztmetseteket és *Kirkbyidae* gen. et sp. indet, maradványt, Bryozoaakat (Treptostomaták és Cryptostomaták), valamint Crinoidea, Echinoidea és Ophiuroidea vázelemeket talált. Ezenkívül Conodontákat: *Idiognathodus obliquus* KOSSENKO et KOZICKAJA, *I. magnificus* STAUFFER et PLUMMER, *Diplognathodus coloradoensis* MURRAY et CHRONIC, *Gondolella clarki* KOIKE, valamint Holothuria lemezeket: *Eocaudina septaforaminalis* MARTIN, *E. gutschicki* FRIZZEL et EXLINE, *E. n. sp.*,

Gutschickia porosa MOSTLER, *Microantyx traquairii* (ETHERIDGE), *Theelia robertsoni* (ETHERIDGE), *Protocaudina hexagonaria* MARTIN határozott meg. [97]E–I.

1663 m-ből, a konglomerátum litit kavicsából *Belodella* sp. aff. *resima* (PHILIP) magasabb szilur (ludlowi) Conodonta fajt mutatott ki [97]J.

ERIK FLÜGEL, az erlangeni egyetem professzora az 1790–1796,5 m közötti mintákból készített vé-

konycsiszolatokban középsőperm mészalgákat (többnyire Codiaceae; *Tauridium kurdistanense* ELLIOTT) talált.

Irodalom

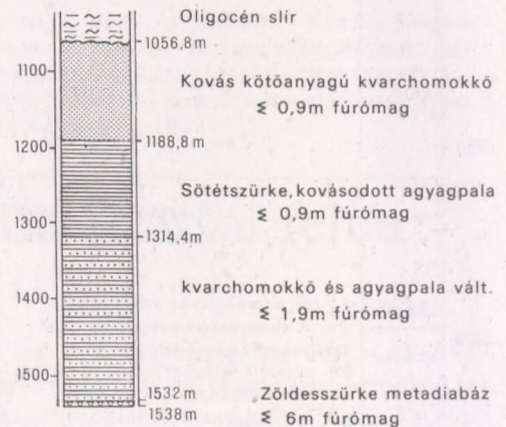
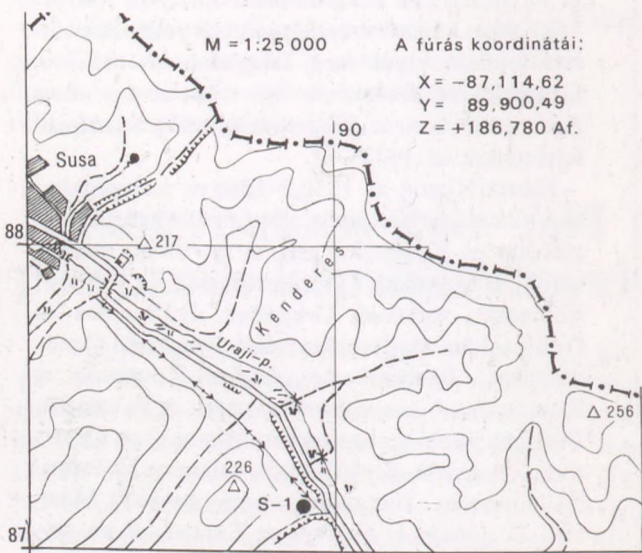
KOZUR, HEINZ 1984: A Nagybátony–324. sz. fúrás oligocén előtti képződményeinek rétegtani besorolása és tektonikai értékelése. – Földt. Közl. 114/1, pp. 61–79.

A Susa S–1 jelű fúrással feltárt paleozóos alaphegység

Az S–1 jelű fúrás termálvízkutatás céljából mélyült, teljes szelvénnel és szakaszos magvétellel. A paleozóos medencealjzatot 1056,8 m-ben érték el oligocén slír alatt. A földtani napló szerint 1056,8–1188,8 m-ig kovás kötőanyagú kvarchomokövet fúrtak. Az 1128,3–1129,6 m-ből vett magminta törésekkel átjárt, palásodott kvarchomokkő. Rétegzettség nem ismerhető fel. Az elválasztási lapokon gyakoriak a piritkristályok. 1188,8–1314,4 m között sötétszürke, kovás agyagpalát harántoltak. Magvétel 1283,3–1284,7 m-ből történt. A palássági síkok 70° dőlésűek, erősen piritesek. A furadék vizsgálata, valamint az 1342,3–1343,3 és az 1501,0–1502,5 m-ből vett

magminták, 1314,4 és 1532 m között sötétszürke kvarchomokkő és agyagpala váltakozását jelezték. A közettani kifejlődés az előző rétegszakaszokéval megegyező. Végül 1532 és 1538 m között, két magvétellel, zöldesszürke, palásodott metabazaltot (diabázt) tártak fel, és a fúrás 1538 m-ben ebben a képződményben állt le (71). (A maximális vízhozam – 425 m-ben 80 l/p volt, hőfoka 32 °C, ami a tervezett vízhasznosítás szempontjából nem volt kielégítő.)

A Susa S–1 jelű fúrásban feltárt, sötétszürke kovás agyagpala és kvarchomokkő, ill. ezek váltakozása legközvetlenebbül a szomszédos Rimaszombat környéki fúrásokból ismert Betleri



71 A Susa S–1 jelű fúrás helyszínrajza és a feltárt paleozóos képződmények rétegsora

Agyagpalával azonosítható (MAHEL', MICHAL 1986: Geologická stavba ceskoslovenských Karpát. Palealpínske jednotky. – Veda Vyd. Slovenský Akadémie Vied. pp. 103–104). A metabazalt (diabáz) pedig mezozoos. De egy másik párhuzam lehetősége is felmerül: az ordovicium–szilur kori Tapolcsányi formáció kovás kötőanyagú kvarchomokkő, agyagpala és kovás agyagpala tagozataival, valamint a strázsahegyi diabázzal. A hivatkozott képződményeket illetően a két álláspont feltehetően nem is áll nagyon távol egymástól.

lur kori Tapolcsányi formáció kovás kötőanyagú kvarchomokkő, agyagpala és kovás agyagpala tagozataival, valamint a strázsahegyi diabázzal. A hivatkozott képződményeket illetően a két álláspont feltehetően nem is áll nagyon távol egymástól.

A Darnó hegyi és a verpeléti felsőperm

Darnó hegy

Elsőként SCHRÉTER ZOLTÁN említett 1942-ben megjelent munkájában perm időszaki agyagpalát és fekete mészkövet a Darnó-hegy déli és nyugati oldaláról.

KISS JÁNOS 1958-ban megjelent tanulmányában – egyes fajok téves meghatározása ellenére – jellegzetes ősmaradvány-együttessel igazolta a Darnó hegyi Galambos-tanyától É-ra levő vízmosásokban feltárt sötétszürke, kalciteres, bitumenes mészkő felsőperm korát: *Mizzia velebitana* SCHUB., *Mizzia yabei* KARPINSZKY, *Mizzia* n. sp., *Gymnocodium bellerophonte* ROTHPETZ, *Vermiporella* sp., *Staffella* sp., *Fronicularia* sp., *Vaginulina* sp., *Glomospira* aff. *miliolides* (JONES, PARKER et KIRKBY) *Amphistegina* sp., *Gastropoda* sp. indet., *Bryozoa* sp. indet., *Brachiopoda* sp. indet.

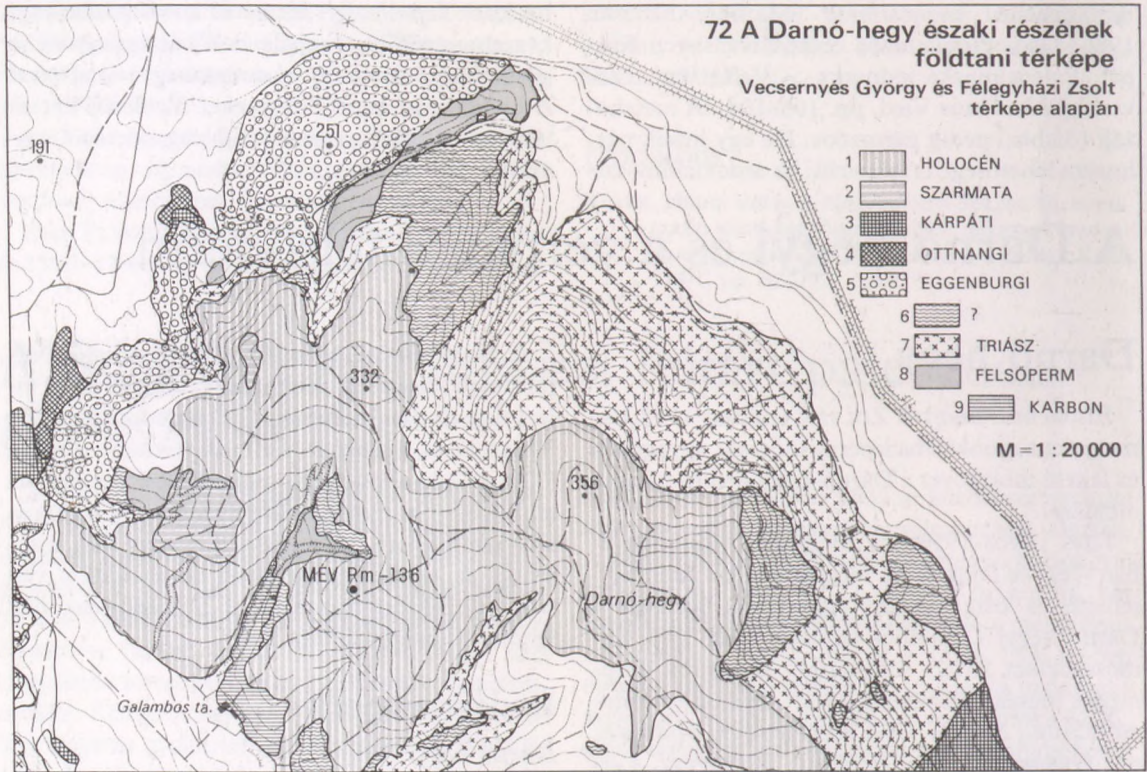
HERAK, M. és KOCHANSKY, V. 1963-ban a KISS JÁNOS által meghatározott mészalagokon kívül a *Vermiporella serbica* PIA és *V. nipponica* ENDO fajok jelenlétét is kimutatták. Ugyanakkor kétségbe vonták a *Mizzia velebitana* és a *Mizzia* n. sp. fajok meghatározásának helyességét; a *Mizzia yabei* faj véleményük szerint *Gymnocodium*, a „*Bryozoa*” fotók pedig *Vermiporella nipponica* ENDO.

A Nagyvisnyói Mészkővel azonosítható Darnó hegyi felsőperm sötétszürke, kalciterekkel átjárt dasycladaceás mészkő, FÉLEGYHÁZI ZSOLT és VECSENYÉS GYÖRGY kéziratoss térképe alapján (72), a Galambos-tanya melletti vízmosásban és attól ÉNy-i irányban, mintegy 600 m-re levő másik vízmosásban, valamint a Kis-hegy déli lejtőjén és az ezzel szemben levő domboldalon van feltárva. Elszórt törmeléke a Fehérkő-bérc déli lejtőjén is megtalálható. [98]

Irodalomjegyzék

Darnó hegy

- BALOGH KÁLMÁN 1964: A Bükk hegység földtani képződményei. – Földt. Int. Évk. 48/2, pp. 243–719.
- BALOGH KÁLMÁN – RÓNAI ANDRÁS 1965: Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L-34–III. Eger. – Földt. Int. Kiadv.
- FÉLEGYHÁZI ZSOLT – VECSENYÉS GYÖRGY 1970: Jelenítés a siroki Darnó-hegy területén 1969-ben végzett 1:5000 méretarányú földtani újrafelvételéről. – Kézirat, Földt. Int. Adattár.
- HERAK, M. – KOCHANSKY, V. 1963: Bükk hegységi újpaleozoos mészalagok. – Geol. Hung. Ser. Pal. 28, pp. 45–77.
- KISS JÁNOS 1958: Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnó hegyen. Földt. Közl. 88/1, pp. 27–41.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1942: Bükkszék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról 2, pp. 831–886.



- 1 Vörös–barna agyag diabáztörmelékkal 2 Vörös–lilászörös agyag 3 Középső riolittufa 4 Alsó riolittufa 5 Konglomerátum, homokkő
6 Kontakt agyagpala 7 Diabáz 8 Sötétszürke, mészgálgás, kalciteres mészkő 9 Szürke lemezes agyagpala

Táblamagyarázatok [96]–[97]–[98]

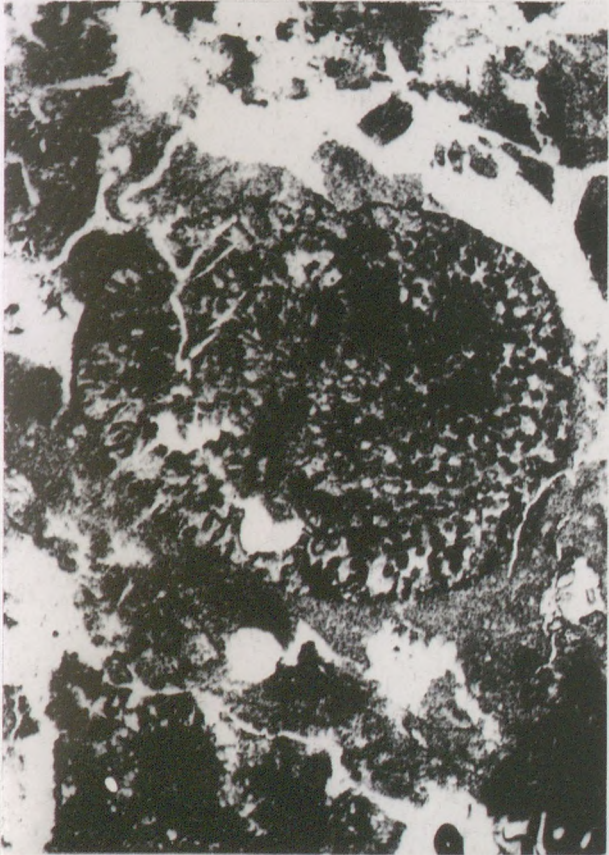
- [96] Vékonycsiszolat-felvételek a Nb–324 jelű fúrás karbon és perm képződményeiről
Mályinkai formáció, Berenási tagozat:
A Bioklasztos (foraminiferás, bryozoás, echi-
nodermatás) felsőkarbon mészkő, 1582 m,
1N, 21x
Tarófi Konglomerátum:
B Kovapala kavics homokkőben
1662,5 m-ből, +N, 35x
Mályinkai formáció, Garadnavölgyi tagozat:
C *Tauridium kurdistanense* ELLIOTT
középsőperm, 1792,3–1792,5 m, 1N, 34x
D Dolomit és agyagpala sávok váltakozása
anhidrites dolomitmárgában, 1795,1 m +N,
35x
- [97] Karbon (felsőmoszkvai) és szilur (ludlowi) ősmaradványok a Nb–324 jelű fúrásból (A–D KOVÁCS S., E–J KOZUR, H., K–L BÉRCZINÉ M. A.)
A *Idiognathodus obliquus* KOSSSENKO et KOZIC-
KAJA
A₁ felülnézet, A₂ oldal-felülnézet, A₃ alulné-
zet, A₄ oldalnézet, 100x
B *Idiognathodus obliquus* KOSSSENKO et KOZIC-
KAJA, felülnézet, 120x
- C *Idiognathodus delicatus* GUNNELL
felülnézet, 78x
D *Gondolella* sp. töredék, oldalnézet, 150x
E *Echinoidea* töredék, 1582,2–1582,5 m, 86x
F *Eocaudina gutschicki* FRIZZELL et EXLINE
1583,3–1583,5 m, 200x
G *Eucaudina septaforaminalis* MARTIN
1582,2–1582,5 m, 200x
H *Theelia robertsoni* (ETHERIDGE)
1582,2–1582,2 m, 200x
I *Protocaudina hexagonaria* MARTIN
1583,3–1583,5 m, 200x
J *Belodella* sp. aff. *resina* (PHILIP)
1663 m, 150x
K *Tuberitina collosa* REITLINGER
1587,4–1587,65 m, 50x
L *Bradyina* sp. 1555 m, 60x
- [98] Vékonycsiszolat-felvételek a Darnó hegyi fel-
sőperm mészkő mikrofossziliáiról
A *Gymnocodium* cf. *bellerophonte*
(ROTPLETZ), 32x
B *Vermiporella nipponica* ENDO, 75x
C *Glomospira* sp., *Globalvulina* sp., 50x
D *Hemigordius* sp., 82x
E *Mollusca* héjtöredékek, 25x



A



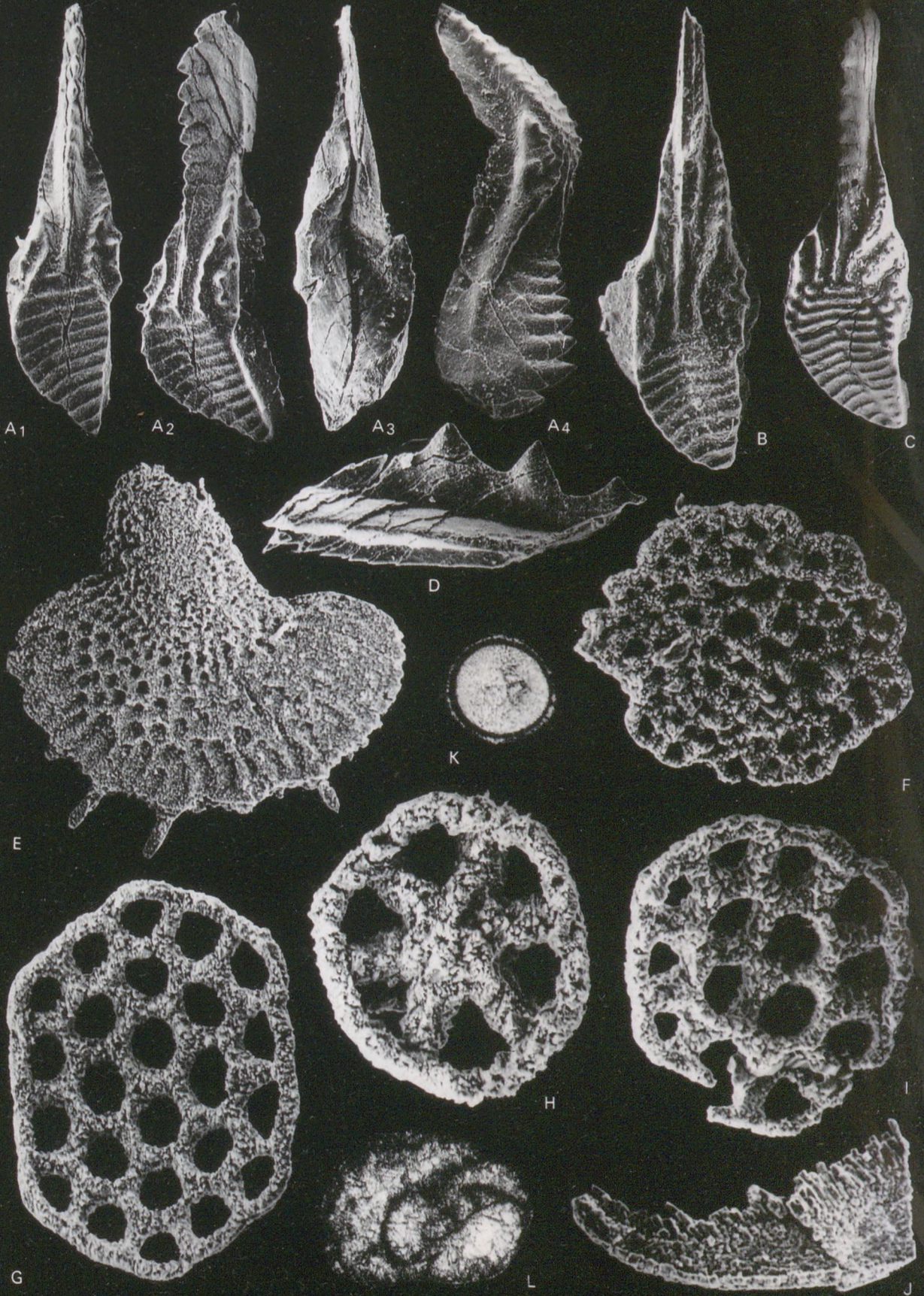
B

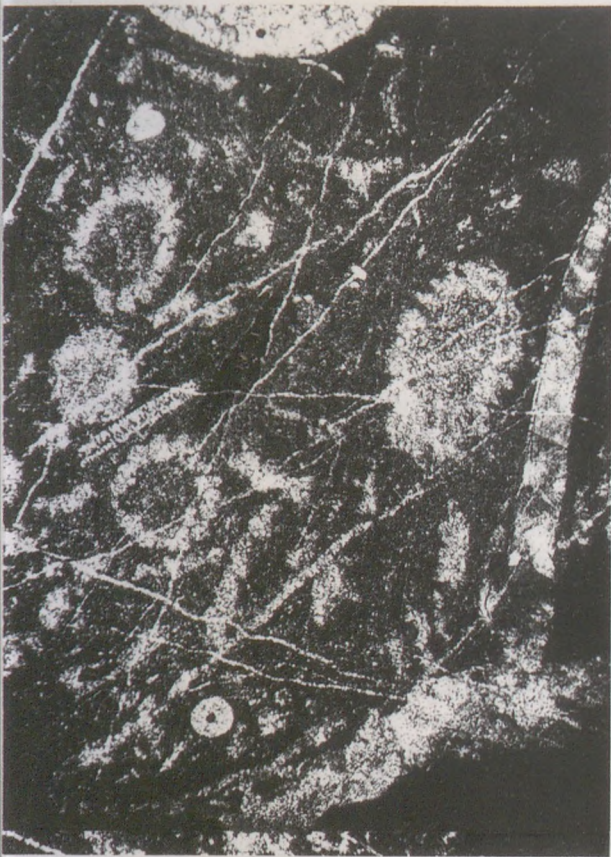


C



D





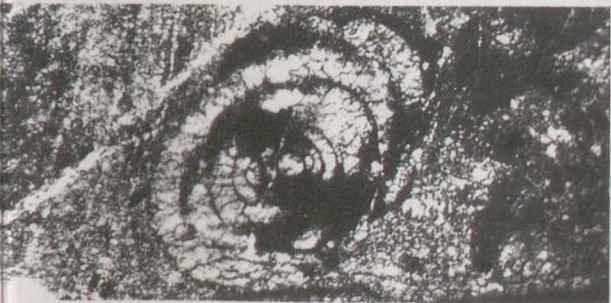
A



B



C



D



E

Verpelét Verp-1 jelű fúrás

A Bükk hegység DNy-i medencealjzatbeli folytatásaként, a Bükkalja és Mátraalja határán, Verpelét községtől délre, szénhidrogén-kutató fúrások triász képződmények mellett felsőperm mészkövet is feltártak.



BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ közleményéből ismerjük a Verp-1 jelű fúrás rétegsorát, amely a szkíta Ablakos-kövölgyi formáció alatt 2659 m-től 2995 m-ig (a fúrás talpáig) haladt a fekete, kemény, egyenetlenül szilánkos törésű, fehér kristályos kalcit kitöltésű repedésekkel

sűrűn átjárt, bitumenes közbetelepüléseket tartalmazó márga, mészmárga összletben.

A 2990–2995 m között vett magminta ősmaradvány együttese jellemző a középhegységi és a kapcsolódó Tethys területek felsőperm sekélytengeri, lagúna fáciesű képződmények biofáciására:

– mészalgák:

Gymnocodium bellerophonte ROTHPLETZ

Vermiporella sp.

– foraminiferák:

Ammovertella inversa (SCHELLWIEN)

Hemigordius aff. *H. ovatus* GROZDILOVA

Hemigordius sp.

Agathammina pusilla (GEINITZ)

A Verp-1 jelű fúrás felsőperm rétegsorát a Nagyvisnyói Mészkő formációba tartozónak tekintjük.

Irodalom

BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1986: A verpeléti (É-Magyarország) perm-triász kifejlődésének mikrofaunája. – Földt. Közl. 116/2, pp. 161–172.

Perkupai Anhidrit formáció

A legrégebbi „gipsz” harántolás 1928-ból Tornakápolnáról ismert, ahol 526 m mélységben fúrtak át „gipsz” réteget. Rudabánya, Alsótelekes és

Martonyi határában vasérckutató fúrások harántoltak gipsz-anhidrit telepeket. Gyakorlatilag is figyelemre méltó kifejlődését a mágneses maximumra telepített Perkupa I. sz. vasérckutató fúrás tárta fel 1952-ben.

A perkupai anhidrit-gipsz lelőhelyről elsőként MAURITZ BÉLA és CSAJÁGHY GÁBOR adtak közre 1953-ban egy ásványtani jellegű tanulmányt. E szerint az „új akna” 35–45 m közötti mélységközében a sötétszürke triász dolomitot fehér anhidrit erek járják át, és a dolomithoz helyenként cm nagyságú szemcsékből álló anhidrit társul. Ugyanebben a mélységben az anhidrit mellett a gipsz is megjelenik. Az agyaggal szennyezett gipszes kőzet repedéseiben pedig apró (néha azonban cm-es) kősókristályokat találtak. Az „új akna” 45. méterének északi szállítóvágatában egy üregből 15 mm-t is elérő glauberitkristályok kerültek elő. Az ásványok kiválási sorrendjében első az anhidrit, durva szemű pátos tömeg alakjában. Ezután következik a rostos gipsz és végül a glauberit.

A perkupai gipsz-anhidrit összletről MÉSZÁROS MIHÁLY adott átfogó képet 1954-ben és 1961-ben megjelent tanulmányaiban. Áttekintette az alsó- és középsőtriász kísérő képződményeket, és részletesen ismertette az evaporit formáció földtani és teleptani kifejlődését. Megállapította, hogy a perkupai „gipsztest” túlnyomó része anhidrit, amelyből a gipsz utólagos hidratáció útján keletkezett. A gipszesedés ott jött létre, ahol az anhidrit vízfelvétele sor kerülhetett. Így – a mindenkori talajvíz hatására – a tektonikai zónák és a rétegvízet tartalmazó mellékközetekkel való érintkezés mentén, általában 1–4 m széles sávban. Két fő anhidrittípust különböztetett meg: a dolomit- és az agyagpala-zárványos kifejlődést. A dolomitos anhidrit mikrorétegzettségé évszakos hőmérséklet-változásra utalhat. Az anhidrit keletkezési idejét a perm-triász határra helyezte, de nem zárta ki sem a perm, sem a „szeizi” keletkezés lehetőségét. A gipsz és az anhidrit, valamint képlékeny kísérő kőzeteik, különösen a szerpentinit nagymértékben elősegítették áttolódási síkok, többszörös pikkelyeződések és saját bonyolult szerkezeti formáik kialakulását.

PANTÓ GÁBOR (1956) az evaporit összlet rétegtani helyzetét a fekete agyagpala-homokkő-mészkő rétegcsoporthoz határozta meg.

1966-ban két tematikus monográfia is megjelent, amely tartalmazza a perkupai anhidrit témát is: KOCH SÁNDOR „Magyarország ásványai”, és a sokszerzős „Ásványtelepeink földtana”. 1975-ben pedig a 200 000-es földtani térképsorozat M-34-XXXIII. Miskolc jelű magyarázója foglalta össze a perkupai gipsz-anhidritre vonatkozó addigi ismereteket.

1984-től kezdődően jelentek meg az Aggtelek–Rudabányai-hegység részletes földtani vizsgálata és térképezése eredményeként a Perkupai Anhidrit formáció földtani keretét is nagymértékben pontosító tanulmányok: GRILL JÓZSEF, KOVÁCS SÁNDOR, LESS GYÖRGY, RÉTI ZSOLT, RÓTH LÁSZLÓ és SZENTPÉTERY ILDIKÓ munkájaként.

BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1987-es Earlandia tanulmánya a Perkupai Anhidrit formáció legfelső permbe való tartozása melletti bizonyíték. A Tornakápolna 3. sz. fúrásban az anhidrit felett harántolt earlandiás szinttel zárul a perm rétegösszlet.

ALBU ISTVÁN, NAGY ELEMÉR, VERŐ LÁSZLÓ és ZELENKA TIBOR az Alsótelekes környéki anhidrit előfordulás geofizikai vizsgálatáról számoltak be (1984), GRILL JÓZSEF és SZENTPÉTERY ILDIKÓ pedig az Aggteleki Karszt és a Rudabányai-hegység gipsz-anhidrit perspektívájára vonatkozó tanulmányt publikáltak (1988).

Elterjedés, település, tagolás

Az Aggtelek–Rudabányai-hegységben, mind a Szilicei-, mind Bódvai-takaró bázisán, összefüggő nagy területen, alapvetően azonos kifejlődésben nyomon követhető a Perkupai Anhidrit formáció. Sem eredeti, sem jelenlegi fekvőjét nem ismerjük. A takarók mozgása során az aljzatról felszakított és az anhidrit összletbe gyúrt diabáz-, gabbró- és szerpentinbreccsa, valamint színgenetikusan kísért kőzetük a vörös radiolarit, a mozgási pálya földtani felépítésére utal. Az anhidrit formáció fedőjében üledékfolytonossággal települnek a legalsó triász képződményei. A magasabb fedő merev karbonátos tömegével szemben a mobilis anhidrit összlet kaotikus szerkezetű tektonikus melange. Tagozatokra nem volt felosztható. Az anhidrittelepeket világosszürke dolomitrétegek, vöröses- és zöldesszürke agyag és aleurolit, valamint

szürke, esetenként sötétszürke agyagrétegek tagolják.

A Perkupai Anhidrit felszíni kibúvását nem ismerjük. Felszínközeli elterjedését a takarók feloldási zónái, ill. az alsótriász alsó részének felszíni elterjedése jelöli ki. Ilyen szerkezeti öv a Szilicei-takaróban a Ménés-völgyi tektonikus zóna, a Jósza-völgyi antiklinális, valamint a Szilicei-takaró és a Bódvai-takaró határán a Dobódél–Alsótelekes szerkezeti öv. Jelentős mesterséges feltárásai a közelmúltban bezárásra került perkupai gipsz-anhidrit bánya és az újonnan nyitott alsótelekesi anhidrit külfejtés.

Földtani kifejlődés

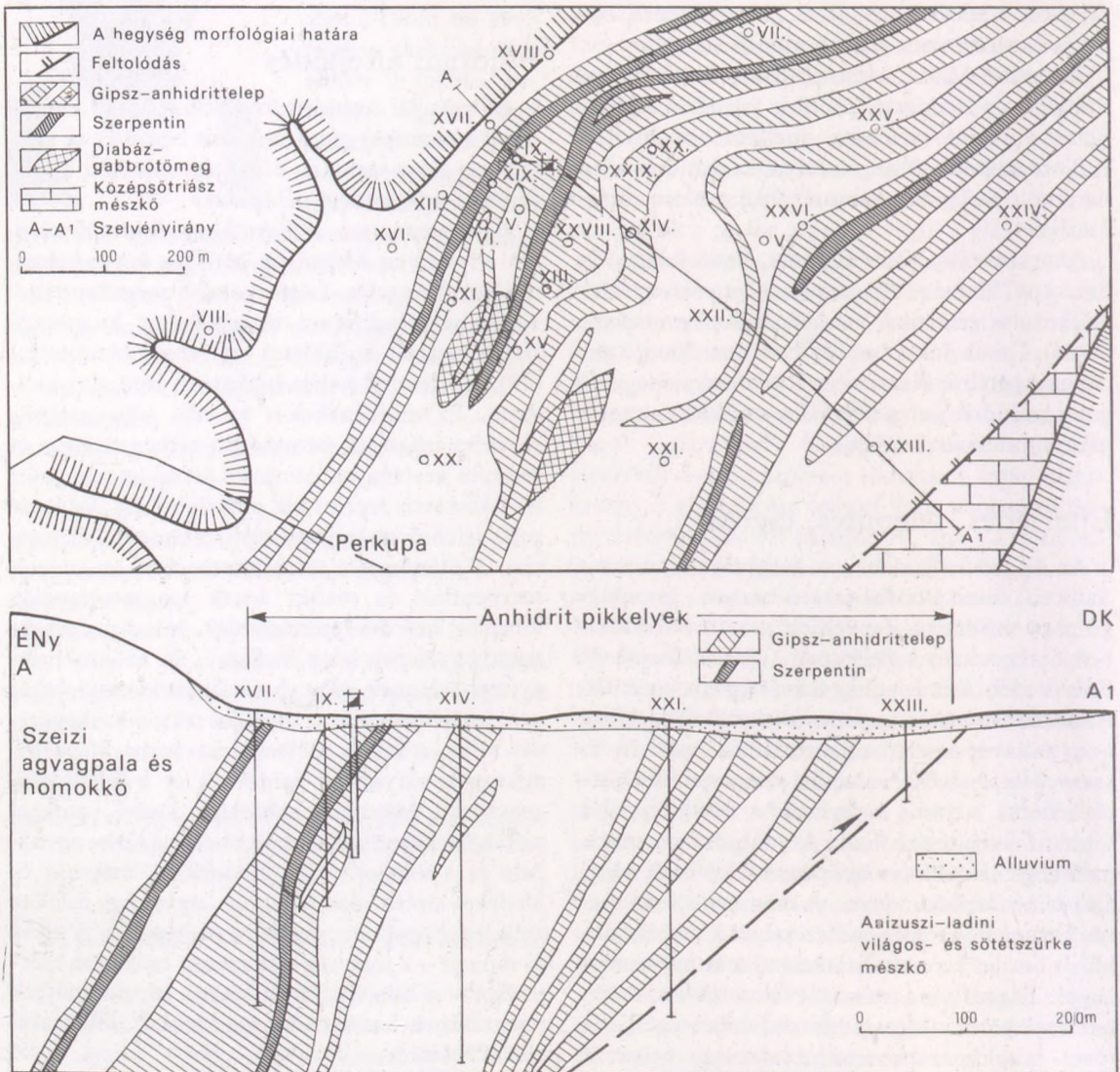
A Perkupai Anhidrit formáció földtani kifejlődését a perkupai gipsz-anhidrit bánya és az alsótelekesi gipsz-anhidrit külfejtés, valamint kutató fúrások rétegsorával példázzuk.

A *perkupai gipsz-anhidrit bánya* földtani-teleptani viszonyait MÉSZÁROS MIHÁLY két tanulmányában felvázolta. Legfontosabb megállapításait a megismeréstörténet tárgyalásakor kiemeltük, térképvázlatát és földtani szelvényét bemutatjuk (73). A leírásból nehéz határozott rétegsort kiolvasni. Ez mindenekelőtt az erős tektonizáltság rovására írható. A hivatkozott térképvázlaton és földtani szelvényen ábrázolt képződményegyüttes MÉSZÁROS szerint hét pikkelyből áll. Az ábrázolás jelentősen leegyszerűsíti a bonyolult felépítést. Különösen a teleptelerszerűen megrajzolt szerpentin és diabáz testek szaggatottabbak, tömzsös, breccsás szerkezetűek. Mindig a gipsz-anhidrit telepek közé ékelődve, ill. azokba belegyúrva jelennek meg; határaikon kontakt hatás nem észlelhető, ami az utólagos tektonikai keveredés bizonyítéka. A zöldesszürke-barna-lilászöld agyagpala-zárványos anhidritet és a fehér-világosszürke dolomitos anhidritet kísérő, azokkal váltakozó kőzetfajták a szürke-sötétszürke agyagpala és a világosszürke dolomit. A magmás és üledékes kísérő kőzetfajtákban, ugyanúgy mint az anhidrittelepekben, gyakori a piritesedés. A gipsz fő tömege – a mélység felé erősen csökkenő mértékben – a talajvíz, ill. a kísérő képződmények rétegvízének hatására, az anhidritből dehidratációval keletkezett.

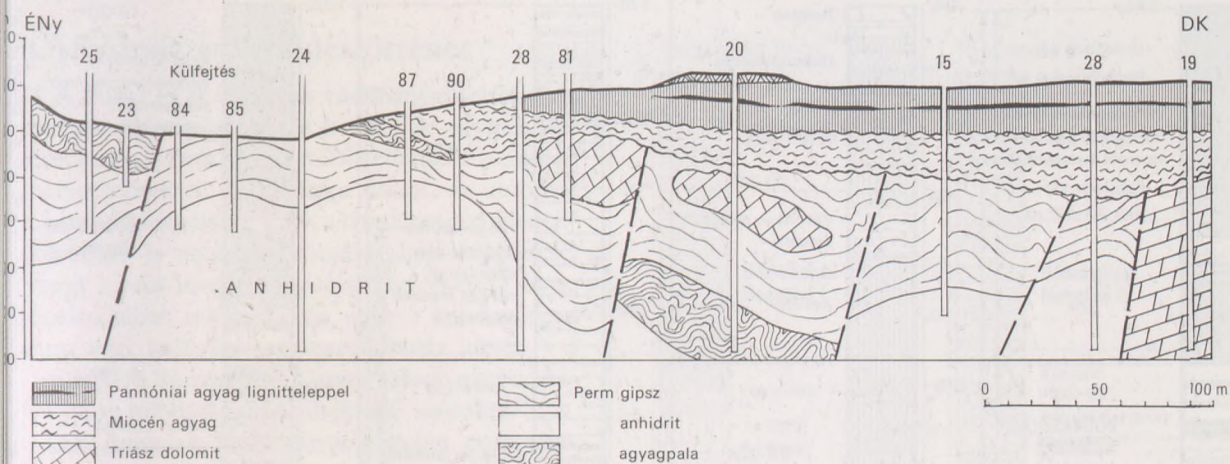
Alsótelekestől É-ra, a Telekesi-völgy és az alsótelekesi dolomitbánya Ny-i előterében kutatták meg és tárták fel a külfejtéssel művelt *alsótelekesi gipsz-anhidrit lelőhelyet* (69). Az agyagpalával és dolomárgával váltakozó gipsz-anhidrit telepek pikkelyekben és diapir jellegű szerkezetben találhatók (74). Az anhidrittelepek felső része néhány 10 m vastagságban gipszesedett. Ez alatt csaknem teljes egészében anhidritből állanak.

Az erős tektonizáltság ellenére a Perkupai formációt harántoló fúrások is fontos forrásai a széles körű és pontosabb megismerésnek.

A *Szin-1 jelű fúrás* (75) jó példája a Perkupai Anhidrit formáció, a Bódvaszilasi Homokkő és a Szini Márga üledékfolytonos egymásra településének. Az anhidrit rétegsor felső része megőrizte eredeti jellegzetességeit: a világos- és sötétebb szürke kristályos anhidrit réteges-sávos kifejlődését, az egyidejűleg keletkezett dolomit- és agyagtörmelék szakaszos betelepüléseit; valamint az anhidritnek a világosszürke dolomittal-dolomitbreccsával és a vörös- és zöldesszürke agyagaleurolit rétegekkel való váltakozását. Az anhidrit rétegsor alsó része tektonikus melange: az anhid-



73 A perkupai gipsz-anhidrit lelőhely térképábrázolása és metszete Mészáros Mihály után



74 Földtani metszet az alsótelekesi gipsz-anhidrit külfejtésén keresztül (Zelenka T. szelvénye alapján)

rit összletbe gyúrt diabáz és szerpentinít tömzökkal, gyüredezett fekete agyagpala betelepülésekkel. Mindez a Szini Márgára tolódott, amelyből rossz megtartású alsótriász foraminiferák kerültek elő. A Szini Márga alatt Bódvaszilasi Homokkő, majd Perkupai Anhidrit települ, végül tektonikusan ismét Bódvaszilasi Homokkő található. A monoton és gyakran jellegtelen kifejlődés megnehezíti a szerkezeti viszonyok és az eredeti réteger pontos rekonstrukcióját.

A Tornakápolna Tk-3 jelű fúrás Perkupai Anhidrit rétegsora két jelentős biosztratigráfiai értékű rétegtagot tartalmaz:

1. 142 m-ben, a Bódvaszilasi Homokkő és a Perkupai Anhidrit határán levő dolomitrétegből BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ *Earlandia dunningtoni* (ELLIOTT) Foraminifera fajt határozott meg, és az earlandiás szint rétegtani helyét a perm-triász határán (a perm tetején) jelölte ki.

2. 400 m alatt, pillow bazalt eredetű „diabáz” rétegcsoporton belül, 563,0–568,5 m között, vörös agyag-aleurolit-jáspilit betelepülés található. Az 567 m-ből vett mintából HEINZ KOZUR jellegzetes felsőladin (fassai) *Radiolaria* faunát határozott meg: *Cenosphaera* sp., *Eptingium manfredi* DUMITRICA, *Triassostephanidium laticornis* DUMITRICA, *Astrocentrus* sp., *Pseudostylosphaera costylus* (RÜST) stb.

Feltehető, hogy a hivatkozott rétegtagok beható vizsgálattal számos más helyen is kimutathatók lesznek.

A Komjáti Ko-11 jelű fúrás rétegsorával, a Perkupai Anhidrit formációban még további néhány helyen (Szögliget, Bódvarákó, Perkupa) ismert, 50–250 m átmérőjű gabbrótömzöket példázuk. (76)

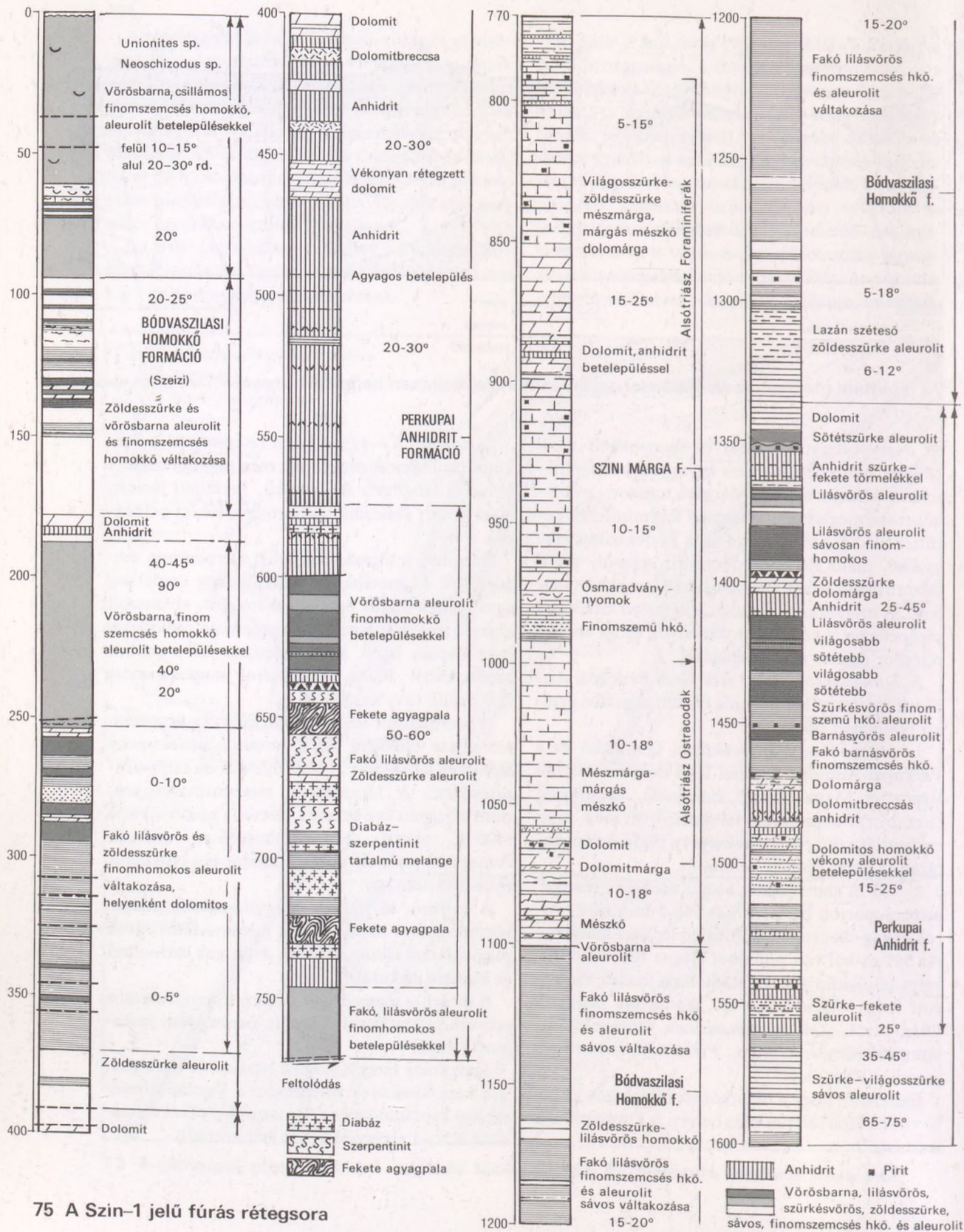
Az anhidrit formációba gyúrt szerpentinít, metagabbró és metabazalt tömzök egy eredetileg sem „teljes ofiolit összlet” széttagolt, elvonszolt részei, amelyek kora a szingenetikus radioláriás pala alapján ladin. Ezt támasztják alá a gabbró amfiboljából K-Ar módszerrel meghatározott 200 millió éves koradatok is.

A szerpentinít lherzolit jellegű metaultrabázit, ami kissé csökkent RFF tartalmú felsőköpeny anyagból képződött. Teljes mértékben szerpentinítesedett. A kőzetalkotó szerpentinásványok, mint a lizardit és a krizotil, alacsony hőmérsékletű (400 °C alatti) szerpentinítesedésre utalnak. A magnetit, spinell, awaurit, titanit és a NiS ásványok 1% alattiak.

A gabbró, ill. dolerit is spilítesedett; nedves környezetben, betemetődési metamorfózis révén plagioklászai albittá, a színes ásványok aktinolitá és kloritá alakultak.

A tholeites magmából keletkezett, interszertális szövetű pillow bazalt is spilit, óceánaljzati metamorfózissal.

Igazoltnak látszik, hogy a bázisos és ultrabázisos képződmények keletkezése a Vardar riftesedéshez kapcsolódik és származási helyüket a dinári ág ÉNy-i elvégződésénél kell keresni.



75 A Szin-1 jelű fúrás rétegsora

Ősföldrajz és fejlődéstörténet

A bükki és az aggtelek–rudabányai felsőperm, ha ma viszonylag közel is vannak egymáshoz, eredetileg a Tethys tengeréből ellenkező peremén helyezkedtek el; az előbbi a dinári, az utóbbi a „kárpati” szegélyen. Csak a triász tengeri üledék-képződés és riftesedés (óceáni aljzat képződése, majd a jura medenceüledékek keletkezése és az óceáni aljzat szubdukciója után – feltehetően a jura végi kollíziós szerkezetalakulás idején – a Szilicei-, a Bódvai- és a Tornai-takaró nagyszabású délre tolódásával kerültek mai helyükre.

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység evaporitos melange-ának szerpentinesedett és spilitesedett magmatitjai, valamint a szlovákiai Mellétei és az azzal analóg Jaklovcei formáció inkomplett ofiolitjai között a közvetlen összefüggés nyilvánvaló.

Gyakorlati hasznosítás

A perkupai gipsz–anhidrit lelőhelyet 1955 és 1985 között mélyműveléssel termelték. Főleg talajjavítási, cementipari és építőipari (stukatúr-gipsz) célra hasznosították. A mélyművelés magas költség szintje miatt a termék végül nem volt eladható.

Az alsótelekesi gipsz–anhidrit lelőhely 1986 óta a külfejtés viszonylag alacsonyabb költségterhével működik. A nyersanyag a Szilikátipari Kutatóintézet minősítő vizsgálata alapján talajjavításra, cementipari és építőipari felhasználásra egyaránt alkalmas. A termelés 1990-ben 200 E t volt. (77)

Irodalomjegyzék

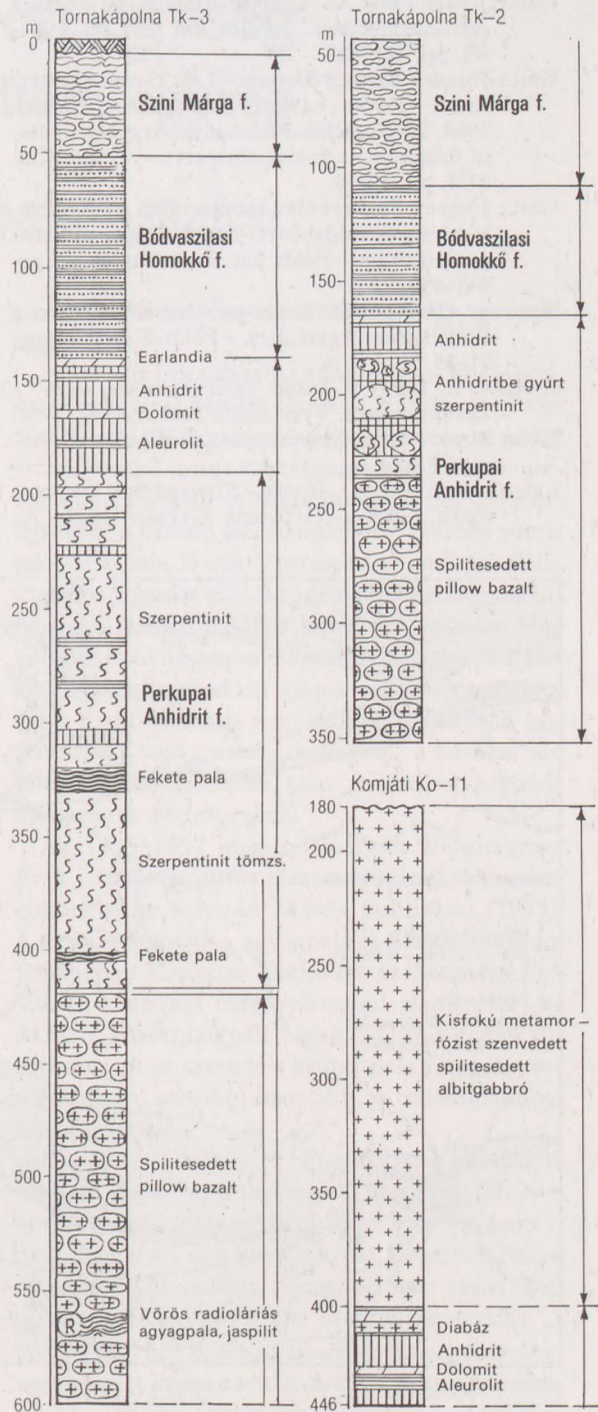
Perkupai Anhidrit formáció

ALBU ISTVÁN – NAGY ELEMÉR – VERŐ LÁSZLÓ – ZELENKA TIBOR 1984: Az Alsótelekes környéki evaporitelfordulás geofizikai vizsgálata. – MÄELGI Évi Jel. 1983-ról, pp. 33–35.

ALFÖLDI LÁSZLÓ – BALOGH KÁLMÁN – RADÓCZ GYULA – RÓNAI ANDRÁS – LÁNG SÁNDOR – SZÜCS LÁSZLÓ 1975: Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához M-34–XXXIII. Miskolc. – Földt. Int. Kiadv.

BALOGH KÁLMÁN 1982: A Rudabányai-hegység problémái. – Földt. Kut. 25/2, pp. 55–60.

BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1987: Észak-magyarországi Earlandia (Foraminifera) fajok a perm–triász határról. – Földt. Int. Évi Jel. 1985-ről, 215–226.



76 Néhány, Perkupai Anhidrit formációt harántolt fúrás rétegsora

- GRILL JÓZSEF 1989: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. – Földt. Int. Évi Jel. 1987-ről, pp. 411–432.
- GRILL JÓZSEF – KOVÁCS SÁNDOR – LESS GYÖRGY – RÉTI ZSOLT – RÓTH LÁSZLÓ – SZENTPÉTERY ILDIKÓ 1984: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. – Földt. Kut. 27/4, pp. 49–56.
- GRILL JÓZSEF – SZENTPÉTERY ILDIKÓ 1988: Az Aggteleki-karszt és Rudabányai-hegység gipsz-anhidrit perspektívája. – Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról, pp. 441–450.
- HERNYÁK GÁBOR 1984: Gipsz-anhidrit előfordulása a Rudabányai-hegységben. – Földt. Kut. 27/4, pp. 21–23.
- ILAVSKÁ, Ž. 1965: K otázke veku meliatskej série. – Zprávy o. geol. Vyzkumech 1964, 2, pp. 31–32.
- KOCH SÁNDOR 1966: Magyarország ásványai. – Akadémiai Kiadó.
- LESS GYÖRGY – GRILL JÓZSEF – SZENTPÉTERY ILDIKÓ – RÓTH LÁSZLÓ – GYURICZA GYÖRGY 1988: Az

Aggtelek–Rudabányai-hegység fedetlen földtani térképe. – Földt. Int. Kiadv.

MAURITZ BÉLA – CSAJÁGHY GÁBOR 1953: Glauberit Perkupáról. – Földt. Köz. 83/10–12, pp. 396–397.

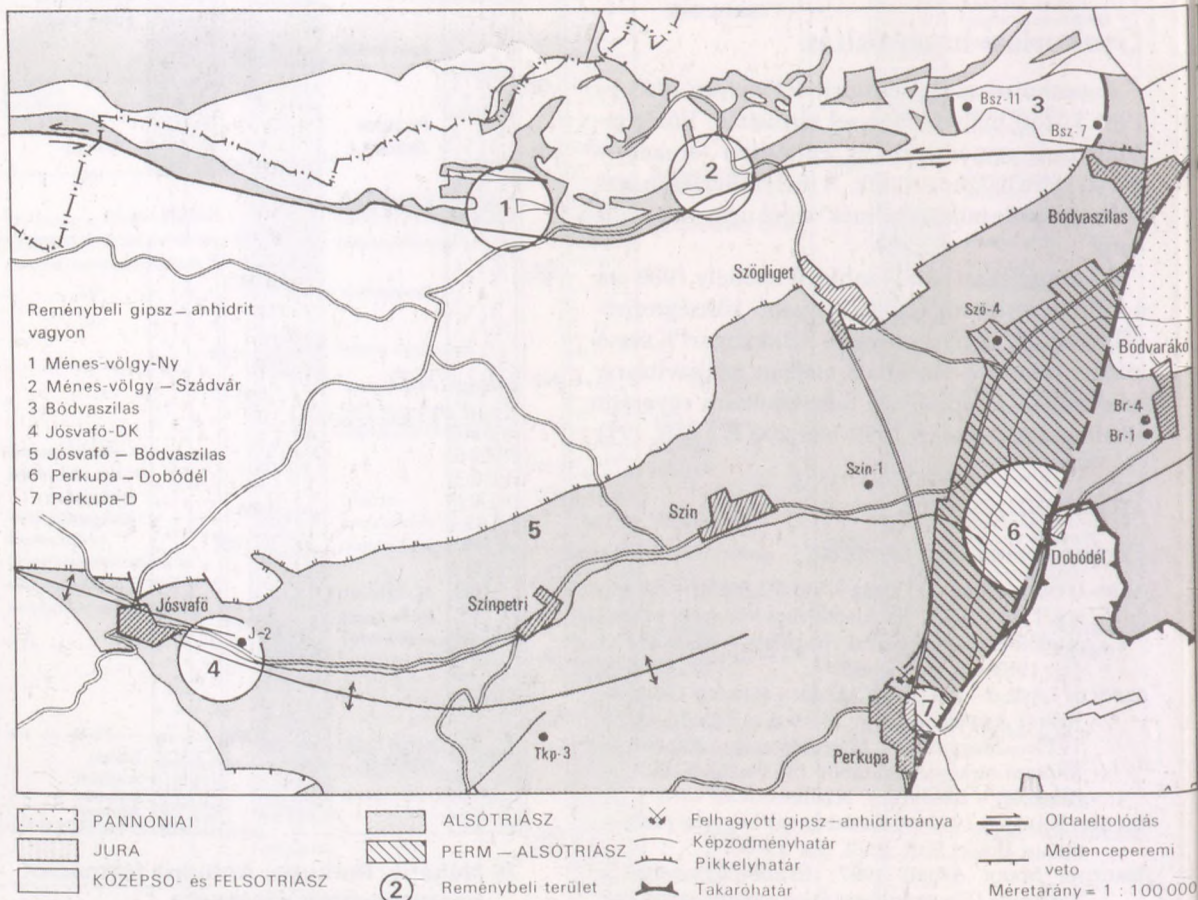
MÉSZÁROS MIHÁLY 1954: Előzetes jelentés a perkupai gipszkutatásról. – Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról 1, pp. 277–286.

MÉSZÁROS MIHÁLY 1961–1962: A perkupai gipsz-anhidrit előfordulás földtani viszonyai. – Földt. Int. Évk. 49/4, pp. 939–949, pp. 1157–1169.

PANTÓ GÁBOR 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. – Földt. Int. Évk. 44/2, pp. 329–637.

RÉTI ZSOLT 1988: Triász időszaki óceáni kéregmaradványok az Aggtelek–Rudabányai-hegységben. – Földt. Int. Évi Jel. 1986-ról, pp. 45–52.

VARJÚ GYULA 1966: Nemércs ásványi nyersanyagok. In BARNABÁS KÁLMÁN et al.: Ásványtelepeink földtana (Ed. JANTSKY B.) pp. 300–304. – Műszaki Könyvkiadó.



77 Az Aggtelek–Rudabányai-hegység gipsz – anhidrit prognózistérképe

(Grill J. és Szentpétery I. után)

Tiszai nagyszerkezeti egység Zempléni szerkezetföldtani egység

Vilyvitányi Kristályospala összlet

(Szlovákiában Býštai Kristályospala)

A földtani megismerés története

A bécsi földtani intézet áttekintő földtani térképezése során, a Vilyvitány és Mátyásháza környékét felvételező HEINRICH WOLF írt le elsőként a területről gneiszet és csillámpalát (1869).

A következő idevágó tanulmány SZÁDECZKY GYULÁTÓL származik (1897), aki a vilyvitányi kristályospala területtől délre mintegy 10 km távolságban, a kovácsvágási Szappanos-hegy mély völgybevágásaiban, horzsaköves riolituffában köbméteres nagyságot is elérő csillámpala tömböket és alárendelten rózsaszínű gránátszemeket tartalmazó gneisz-darabokat talált, karbon agyagpala törmelék kíséretében. Gneisz- és csillámpala-darabokat tartalmazó vulkáni breccsát figyelt meg Sátoraljaújhelytől Ny-ra, a Karajsó Ny-i aljában, valamint ettől K-re a Bányabérc D-i oldalán, a Bakó-patak felső részén is.

Hidrogeológiai vizsgálatok céljából 1936-ban SCHRÉTER ZOLTÁN is bejárta a területet. 1942-ben megjelent dolgozatában röviden foglalkozik a kristályospala kibúvásokkal is, és ő említi először amfibolitot a gyakoribb gneisz és csillámpala mellett. A regmeci szőlők területén talált amfibolit törmeléket „a csillámpalába települő vékony amfibolit-teleptelések kibúvásából” származtatja.

FERENCZI ISTVÁN 1939-ben és 1940-ben térképezte a Zempléni-szigethegységet. Az 1943-ban megjelent munkájában a Ronyva-parti rögökben felszínre bukkanó kristályospala alaphegységről is adott rövid leírást, mely szerint annak felépítésében „a kristályosodás magasabb fokán átment kőzetek (muszkovitpalák) vesznek részt”.

1948-ban megjelent tanulmányában SZEBÉNYI LAJOS is megemlíti a kovácsvágási huta környékén található kristályospala zárványokat, amelyek különösen a Nagy-Hallgató és a Szappanos-hegy

közötti területen figyelhetők meg nagy mennyiségben.

1951-ben FÖLDVÁRI ALADÁR és PANTÓ GÁBOR, majd valamivel később BALOGH KÁLMÁN és PANTÓ GÁBOR (1953) kéziratot jelentésükben az addig archaikumba sorolt kristályospala képződményeket metamorfizált arkózás homokkőnek minősítették, és a karbon rétegösszlet alsó részébe sorolták. 1956-ban DANK VIKTOR is az említett állásfoglalást fogadta el: „Az idősebb kristályos alaphegység lepusztulásából származó, valószínűleg homokkőből dinamometamorfózis hatására átalakult képződményekkel állunk szemben, amelyeket a diszkordánsan reátelepülő felsőkarbon homokkőhöz való viszonyuk alapján, a felsőkarbon rétegösszletnél idősebb, talán alsókarbon képződményeknek tekinthetünk.”

Az 1955–1957 között lemélyült Felsőregmec Fr-1 jelű kutatófúrás mintaanyagának vizsgálati eredményeit SCHWÁB MÁRIA publikálta (1963). A karbon homokkő, agyagpala és konglomerátum fekvőjében KARDOSS FERENCZNÉ és SZÉKYNÉ FUX VILMA közettani meghatározásai alapján 225,9–243,0 m között talkpalát, majd 243,0–436,8 m között kvarcit és szericites kvarcitpala rétegcsoportot említett, az utóbbiban fillit és csillámpala be-településekkel.

ÉRHARDT GYÖRGY a Füzérkajata Fk-2 jelű földtani alapfúrás rétegsorában 966,1 és 1007,6 m között „ópaleozoos porfiroid összletet” határozott meg, amely a Csucsom környéki, (Gömöri), Pacsai sorozathoz hasonlóan, metamorfózist szenvedett vulkanogén anyagból áll. Megítélése szerint „a 968,6–980,5 m közötti szakaszon lényegében metamorfózist szenvedett kvarcporfirral számolhatunk”. „Fillitszerű fúrómag csak a legalsó szakaszból került elő (1006,2–1007,6 m)” (1974).

A Sátoraljaújhely M-34-XXXIV. sz. 200 000-

es térképlap elkészítésével kapcsolatos feltárások (a Vv-3 jelű fúrás és a szőlőhegyi aknák) kőzetanyagának beható vizsgálata alapján PANTÓ GÁBOR újraértékelte a kristályos alaphegységgel kapcsolatos korábbi állásfoglalását (1965, 1966), és Vilyvitány környékén amfibolit fáciesű diszténes-almandinos metamorf képződmények jelenlétét állapította meg. A kristályospala összeteben katalázos gránit, orto- és paragneisz, diszténes-staurolitos csillámpala, gránátos amfibolgneisz és csillámos kvarcitpala jelenlétét határozta meg. Az amfibolit fáciesű képződmények mindegyikének többé-kevésbé előrehaladt diaforézisét állapította meg. Kapcsolatukat a rahói és branyiszkói kristályos összetek irányában kereste. Ezek csehszlovák és szovjet szerzők megállapítása szerint proterozóos üledékes eredetű és a riféi (assynti) orogenezis hatására amfibolit fáciesű metamorfózist szenvedett képződmények. PANTÓ GÁBOR-KOVÁCH ÁDÁM-BALOGH KADOSA és SÁMSONI ZOLTÁN vizsgálatai szerint a Vv-3 jelű fúrásból származó kőzetminta és a belőle kipreparált muszkovit csillámok izotópkora Rb/Sr módszerrel 994 ± 108 és 962 ± 39 millió év.

A Füzérkajata Fk-2 jelű fúrásban ERHARDT GYÖRGY által meghatározott porfiroidon kívül PANTÓ GÁBOR a Felsőregmec Fr-1 jelű fúrás 226 m alatti rétegszakaszát is porfiroidnak minősítette; és a Szepes-Gömöri-érchegység porfiroid-fillit képződményeinek „gölnici sorozat középső, pacsai tagozatá”-val azonosította. Keletkezését savanyú piroklasztikumnak enyhébb-erősebb, de a zöldpala fáciest túl nem lépő „epizónás” metamorfózissal magyarázta. Keletkezési korát (egyetlen kőzetminta és az abból kipreparált muszkovit csillámok Rb/Sr vizsgálata alapján) a hivatkozott szerzők 394 ± 52 és 450 ± 130 millió évesnek találták (ordoviciumi képződés, kaledonai metamorfózis).

A „Vilyvitány-felsőregmeci” szerkezet kialakulását PANTÓ GÁBOR akként értelmezte, hogy „a mezozónás metamorfózissal proterozóos krisztalin-pikkely, ÉNy-DK csapású szerkezeti vonal mentén, rátolódott a zöldpala fáciésben (epizónásan) metamorfizált, ordoviciumi porfiroid-fillit vonulatra. A rátolódás létrejöttét „a mindkét metamorf képződményen K/Ar módszerrel kimutatható (262 millió év) nyomot hagyó (SHANIN, L. L.

in PANTÓ et al. 1967) korai herciniai orogén fázis-hoz” kapcsolta (1968). „A permokarbon szárazföldi üledékképződés – PANTÓ szerint – már ebben a felpikkelyezett helyzetben érte a két összeteket.” A PENTELENYI LÁSZLÓ által szerkesztett Füzérradvány-Széphalom jelű 25 000-es földtani térképlap magyarázója PANTÓ GÁBOR ismertetett állásfoglalását tartalmazza (1972).

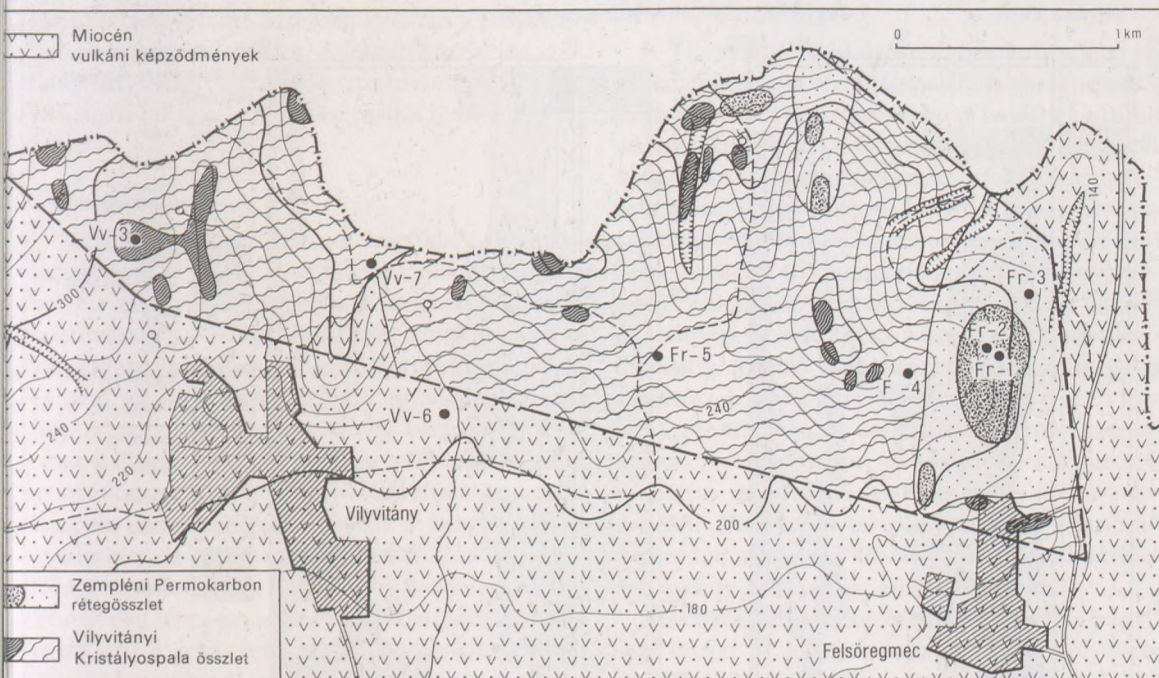
A kristályospala alaphegység kőzettani kifejlődésének megítélésében jelentős előrelépés a Fr-3 jelű fúrás kavicsanyagának RAVASZNE BARANYAI LÍVIA által elvégzett metamorf-kőzettani vizsgálata. Feltehetően a prekambriumi kristályospala alaphegység lepusztulásából keletkezett felsőkarbon konglomerátumból a következő kőzetfajtákat határozta meg: gneisz, kvarc-albit-biotit-muszkovit pala, csillámpala, amfibolit és metadiorit (kvarcdiorit). Behatóan tanulmányozta a Fr-5 jelű fúrás kristályospala rétegsorát is.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI és SASSI, F. P. a Tokaji-hegység aljzatában amfibolit fáciesű diszténes-staurolit-szillimanit indexásványokat tartalmazó kőzetkifejlődést, valamint zöldpala fáciesű metapelit és alárendelten vulkanoklasztit kifejlődést (retrográd katalázitos gneisz) határoztak meg (1983).

Kezdeményezésemre KISHÁZI PÉTER és IVANCSICS JENŐ feldolgozták a Vilyvitány Vv-3 és -7, a Felsőregmec Fr-4 és a Rudabányácska Rbcs-1 jelű fúrás kristályospala rétegsorát, valamint megvizsgálták néhány korábbi mélyfúrás vékonycsiszolatait is (Füzérkajata Fk-2, Felsőregmec Fr-1, -5). Jelentős eredményük, hogy a Vv-7 jelű fúrás kristályospala rétegsorában kimutatták a szillimanit jelenlétét. A Rbcs-1, Fk-2 és Fr-1 jelű fúrások kristályospala rétegsorában pedig felismerték, hogy az eredetileg szillimanitos csillámpala, dinamometamorf hatásra, részleges átkristályosodással retrográd zöldpala fáciesű milonitos katalázittá alakult át. Megállapításaikra épül a „kőzettani kifejlődés” c. fejezet (1988).

Elterjedés, település, tagolás

A Tokaji-hegység északi részén, a magyar-csehszlovák határ két oldalán, délen Vilyvitány és Felsőregmec, északon Byšta és Kazimír községek között, a Nagyerdő-hegy és a Mátyás-hegy vonu-



A Vilyvitányi Kristályospala és a Zempléni Permokarbon felszíni elterjedése

latában Magyarországon mintegy 4 km² területen ismerjük a Vilyvitányi Kristályospala, rendszerint mállási törmelékkel borított, felszíni elterjedését. Csak az elmúlt évtizedek során mélyült néhány kutatófúrás (Vv-3, -7 és Fr-1, -4, -5), valamint néhány kristályospalába hatolt, hegységbeli mélyfúrás (Fk-2, Rbcs-1) (81) tette lehetővé a pontosabb megismerést. A polimetamorf kristályospala kőzetváltozatai azonban – eddigi ismertségük alapján – nem tesznek lehetővé további rétegtani tagolást (78).

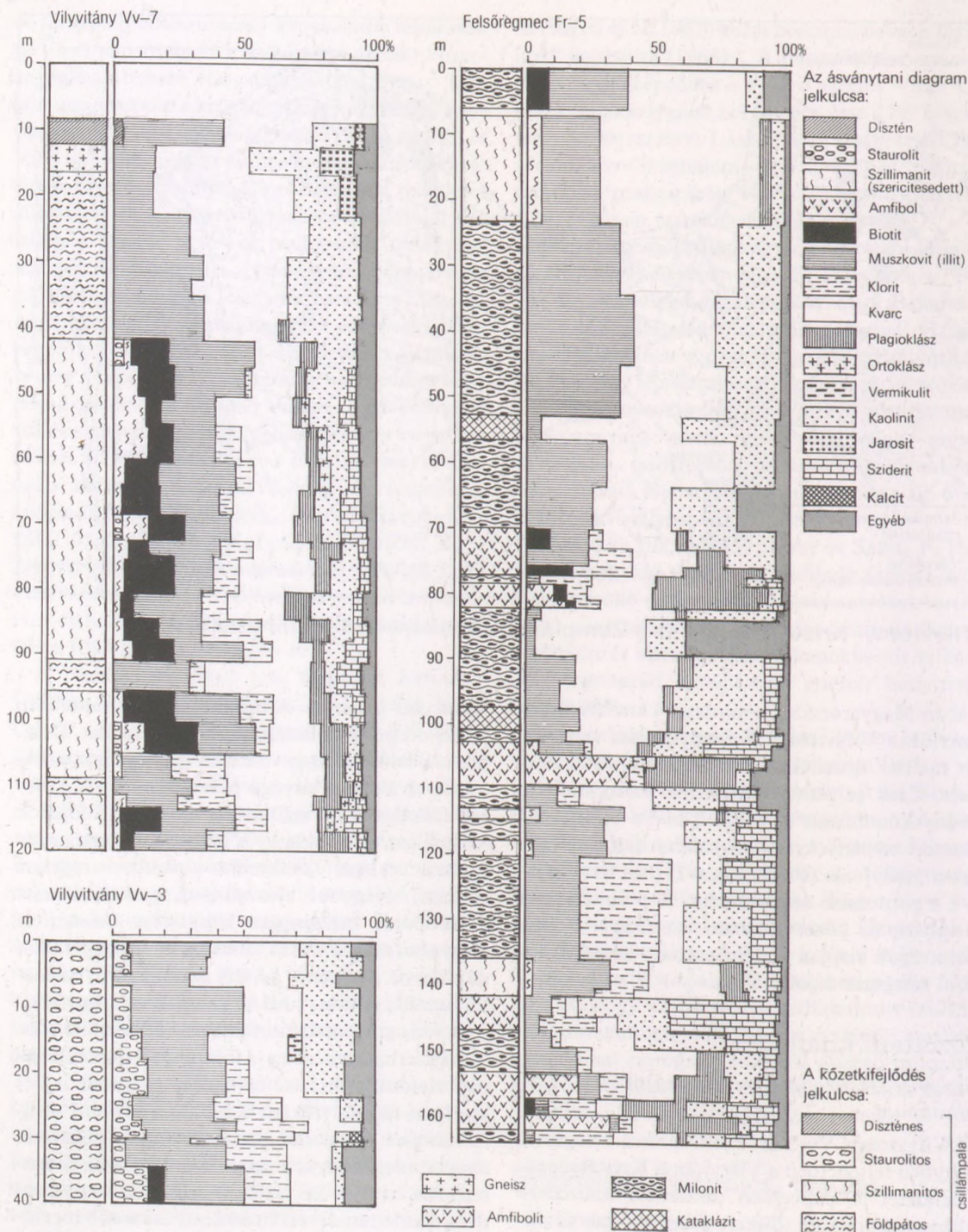
Kőzettani kifejlődés

Diszténes, staurolitos, szillimanitos csillámpala

A Vilyvitányi Vv-3 és -7 jelű fúrások rétegsorát és egyben feltehetően a Vilyvitányi Kristályospala összletet is alapvetően diszténes, staurolitos csillámpala építi fel (79). A felsorolt indexásványok alapján a metamorfózis foka az amfibolit fácies alájára tehető. Közülük leggyakoribb a szillimanit. Megjelenésére a biotitból való fibrolitos

kialakulás jellemző. A ritkább staurolit általában jól fejlett porfiroblasztos kristályokat alkot. Disztén csak alárendelten volt közvetlenül kimutatható, de elváltozott anyagú pseudomorfózai gyakran fellelhetők. A szillimanit mellett a földpátok (oligoklász és ortoklász) is magas fokú metamorfózásra utalnak (szillimanit-almandin-ortoklász alfácies). Nagyobb részarányuk gyakorivá teszi a földpátos csillámpala kifejlődést. Metamorf elegrész még a kvarc, a biotit és a nagy táblás muszkovit. Járulékos ásvány az almandin, turmalin, apatit, cirkon, rutil és az opak ércszemcsék.

A retrográd metamorfózis mindenekelőtt általános szericitesedésben (a földpát, biotit, szillimanit, staurolit, disztén és olykor a gránát is) és kloritosodásban (főként a biotit) nyilvánul meg. A többféle átalakulás pontos nyomon követését nagyon megnehezíti a neogén vulkánosság hidrotermális hatása. Ez, változó erősségű kaolinosodást, szericitesedést (illitesedést) és kisebb mértékű karbonátosodást (sziderit és kalcit kiválás) eredményezett. Együttes hatásukra az eredeti ásványok csak roncsokban vagy pseudomorfóza-



79 Vilyvitányi Kristályospala összletbe hatolt kutatófúrások (Vv-7, Vv-3, Fr-5) rétegsora és vizsgálati adatai

ként maradtak fenn, azonban gyakran a felismerhetetlenségig átalakultak. A felszín közelében, néhány tíz méter mélységig, mindezekhez főként oxidációs jelleggel, a felszíni mállás hatása is hozzájárult.

Paragneisz

A paragneisz csak 20%-ot meghaladó földpáttartalmával és egyidejűleg kisebb csillámtartalmával tér el az előző fejezetben tárgyalt földpátos csillámpalától; azzal váltakozva települ, ezért a kristályospala összetétel felépítő egyik kőzetfajtanak és nem elkülöníthető rétegtani egységnek tekintjük. A metamorf indexásványok közül nagyrészt szillimanitot tartalmaz, és a földpátok közül az ortoklász a gyakoribb. A földpáttartalmú csillámpala meglehetősen elterjedt a kristályospala összetételben, az igazi paragneisz (20%-nál nagyobb földpáttartalommal) azonban viszonylag ritka. Ennek oka lehet az is, hogy a földpáttartalom egy része már a korai retrográd fázisban szericitesedett, illetve másodlagosan kaolinosodott. Így eredeti részaránya nagyobbak tételezhető fel.

Amfibolit (amfibolgneisz)

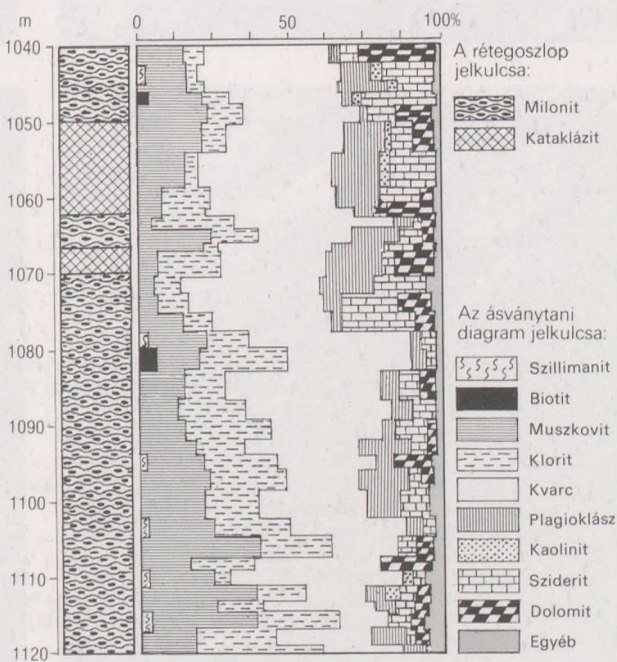
A kristályospala összetételben vékony betelepüléseket alkot. Általában bázikus magmás eredetűnek tekinthető. A legjobb megtartású amfibolit rétegtagok a Felsőregmec Fr-5 jelű fúrás rétegsorában voltak tanulmányozhatók (79).

Az amfibolit jelleget adó kőzetalkotó ásványa a hornblende. Nagy, profiroblasztos és apró példányai egyaránt előfordulnak. A profiroblasztokban gyakran kvarc- és földpátzárványok találhatóak. Kőzetalkotó elegyrész a bázikus plagioklász is. Nagyobb példányai kvarc, csillám és amfibol zárványokat tartalmazhatnak. Részben magányosan, részben kis halmazokat alkotva jelenik meg. Járulékos ásványok a biotit, apatit, rutil, cirkon, titanit és az opak ásványok. Másodlagos elváltozásként a hornblende szegélyének biotitosodása és kloritosodása, a plagioklász szericitesedése és végül a gránát gyenge kloritosodása tapasztalható. Az elváltozások a Fr-5 jelű fúrás rétegsorában megfigyeltnél lényegesen erőteljesebbek is lehetnek, különösen a hornblende esetében, amely teljes mértékben elszericitesedhet.

Milonit-kataklázit

A Vilyvitányi Kristályospala összetételben igen elterjedt kőzetfajta a csillámpalából, paragneiszből és amfibolitból dinamometamorf hatásra kialakult milonit-kataklázit. A feltehetően kaledóniai amfibolit fáciesű regionális metamorfózissal keletkezett kristályospala képződmények fiatalabb (variszkuszi-idősalpi) tektonikus mozgásokkal járó összetöredezése, kihengerlődése révén keletkeztek. A különböző mértékű felmorzsolódás hatására a tömeges kataklázittól a finom szemcsés ultramilonitig terjedő kifejlődésűek. A porfiroblaszt elegyrészek többé-kevésbé megőrizték eredeti metamorf jellegeiket, de összetört-deformált szerkezetűek. A finomra őrlött ásványtörmelék leginkább szericitté és klorittá alakult, apró kvarcsemmekkel. Átalakulási termék a rutil és a limonit. Az eredeti metamorf kőzetből fennmaradt járulékos ásvány a turmalin, apatit és cirkon.

Más hatásoktól legkevésbé befolyásoltan képviseli ezeket a jelleget az Rbcs-1 jelű fúrás 1039,7–1120,0 m közötti rétegsora (80).



80 A Rudabányácska Rbcs-1 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai

Irodalomjegyzék

Vilyvitányi Kristályospala öszlet

- BOCZÁN BÉLA – FRANYÓ FRIGYES – FRITS JÓZSEF – LÁNG SÁNDOR – MOLDVAY LORÁND – PANTÓ GÁBOR – RÓNAI ANDRÁS – STEFANOVITS PÁL 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M-34–XXXIV. Sátoraljaúj-hely. – Földt. Int. Kiadv.
- DANK VIKTOR 1956: Földtani adatok az északkeleti szlovákiai határmenti területről. – Földt. Közl. 86/2, pp. 161–166.
- FERENCZI ISTVÁN 1943: A Zempléni-szigethegység földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1939–40-ról 1, pp. 393–496.
- KISHÁZI PÉTER – IVANCSICS JENŐ 1988: Adatok a Zempléni-szerkezet kristályos paláinak közettanához. – Földt. Közl. 118/2, pp. 109–124.
- LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI – SASSI, F. P. 1983: A magyarországi pre-alpi metamorfitek kialakulásának vázlatja. Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 449–466.
- PANTÓ GÁBOR 1965: A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1963-ról, pp. 227–241.
- PANTÓ GÁBOR 1968: A Tokaji-hegység és előtere szerkezeti-vulkanológiai kapcsolata. – Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról, pp. 215–223.
- PANTÓ GÁBOR – KOVÁCH ÁDÁM – BALOGH KADOSA – SÁMSONI ZOLTÁN 1967: Rb/Sr check of Assyntian and Caledonian igneous activity and metamorphism in Northeastern Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11/1–3, pp. 279–281.
- PENTELENYI LÁSZLÓ 1972: Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat. Füzérradvány–Széphalom. – Földt. Int. Kiadv.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1942: Füzérradvány környékének hidrogeológiai viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról 3, pp. 1447–1471.
- SZÁDECZKY GYULA 1897: Sátoralja-Újhelytől északnyugatra, Ruda-Bányácska és Kovácsvágás közé eső terület geológia és közettni tekintetben. – Földt. Közl. 27/8–10, pp. 273–385.
- SZEBÉNYI LAJOS 1948: Kovácsvágási huta (Abaúj-Torna vm.) környékének földtani viszonyai. – Jelentés a Jövedéki Mélykutató 1947/48. évi munkálatairól, pp. 279–285.
- WOLF, H. 1869: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Umgebung von Hajdú-Nánás, Tokaj und Sátor-Alja-Újhely. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 19/2, pp. 235–264.

Táblamagyarázatok [99]–[101]

- [99] Vékonycsiszolat-felvételek a Vilyvitányi Kristályospala közetváltozatairól I. (A–C KISHÁZI P.–IVANCSICS J., D RAVASZNÉ B. L.)
- A Diszténes csillámpala
Vv–7 jelű fúrás 8,0–10,2 m, + N, 47x
- B Staurolitos csillámpala (kvarc, muszkovit, biotit, staurolit), Vv–3 jelű fúrás
29,0–30,6 m, + N, 47x
- C Szillimanitos csillámpala
Vv–7 jelű fúrás 46,1–50,9 m, + N, 47x
- D Gránátos csillámpala, (bontott; a gránát helyét kaolinit és másodlagos kvarc tölti ki)
Fr–5 jelű fúrás 5 m, 1N, 37x
- [100] Vékonycsiszolat-felvételek a Vilyvitányi Kristályospala közetváltozatairól II. (RAVASZNÉ B. L.)
- A Paragneisz kavics a Fr–3 jelű fúrásból
48 m, + N, 37x
- B Metadiorit (ortogneisz)
Fr–5 jelű fúrás 99 m, + N, 37x
- C Gránátos amfibolit, poikiloblasztos szövettel, Fr–5 jelű fúrás 106 m, 1N, 37x
- D Gránátos amfibolit
Fr–5 jelű fúrás 107,9 m, + N, 47x
- [101] Vékonycsiszolat-felvételek a Vilyvitányi Kristályospala közetváltozatairól III. (A–C KISHÁZI P.–IVANCSICS J., D RAVASZNÉ B. L.)
- A Csillámpala milonit
Rbcs–1 jelű fúrás 1043,9 m, + N, 47x
- B Gneisz milonit
Fr–1 jelű fúrás 240–241 m, + N, 47x
- C Kataklaízitos gneisz
Rbcs–1 jelű fúrás 1069 m, + N, 47x
- D Kataklaízitos gneisz
Fr–5 jelű fúrás 199,9 m, + N, 37x



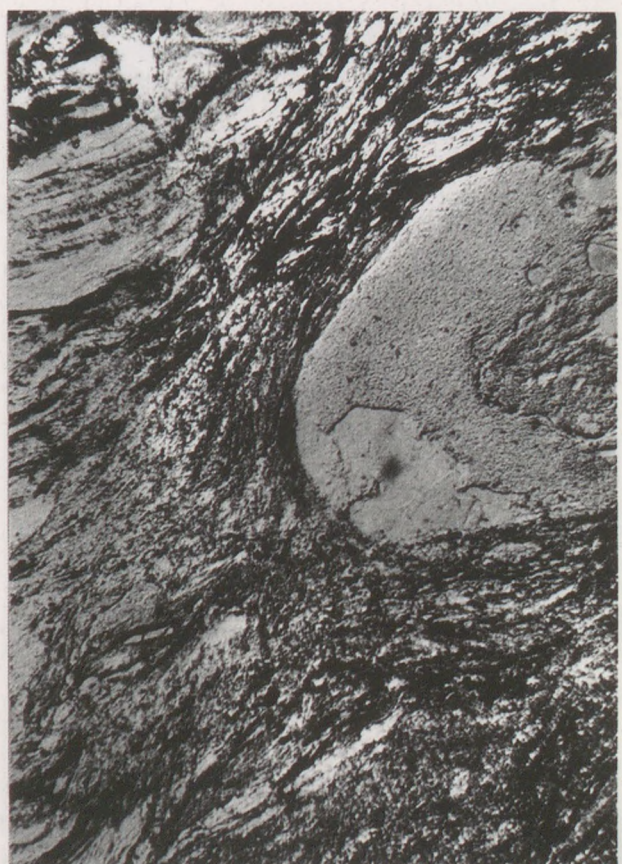
A



B



C



D



A



B



C



D



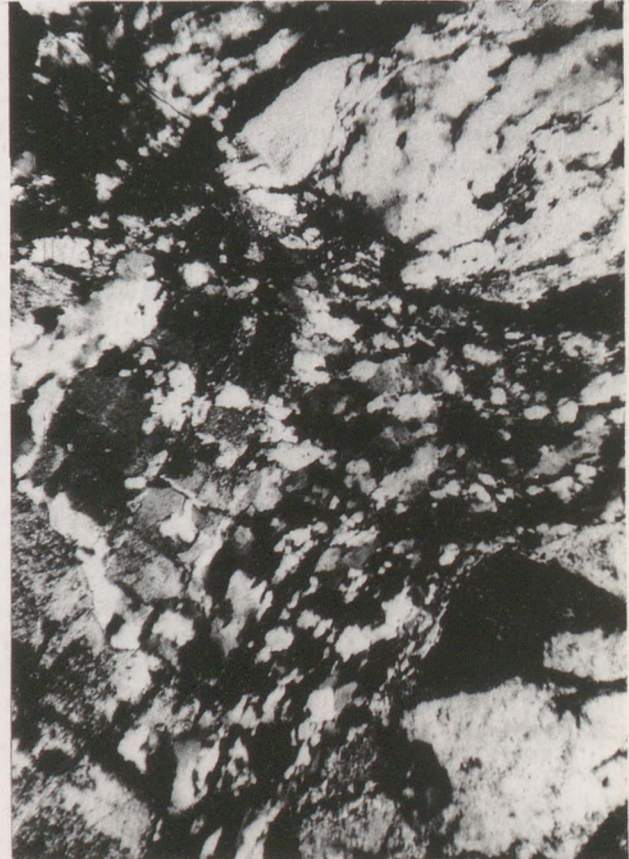
A



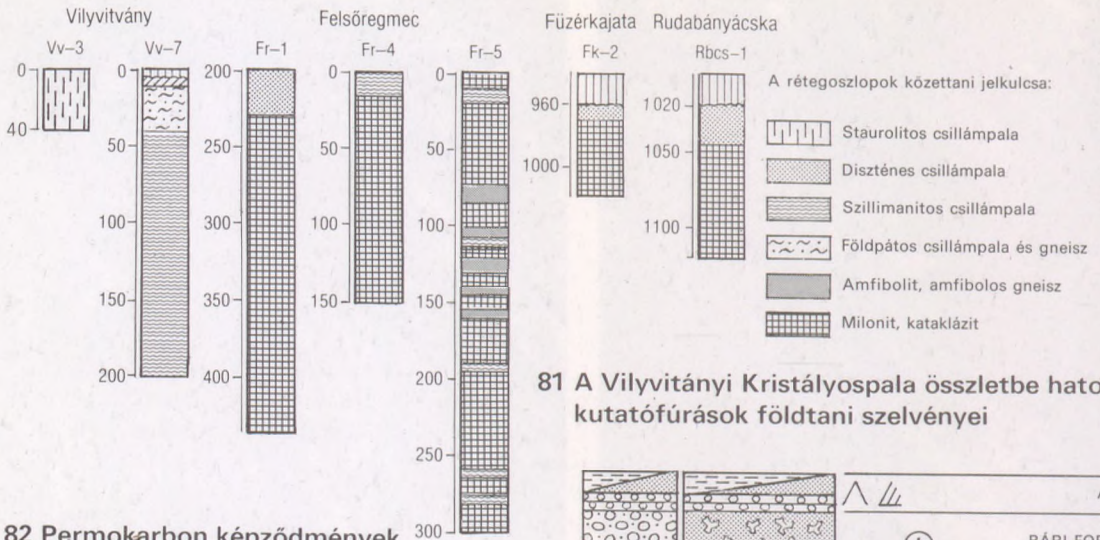
B



C

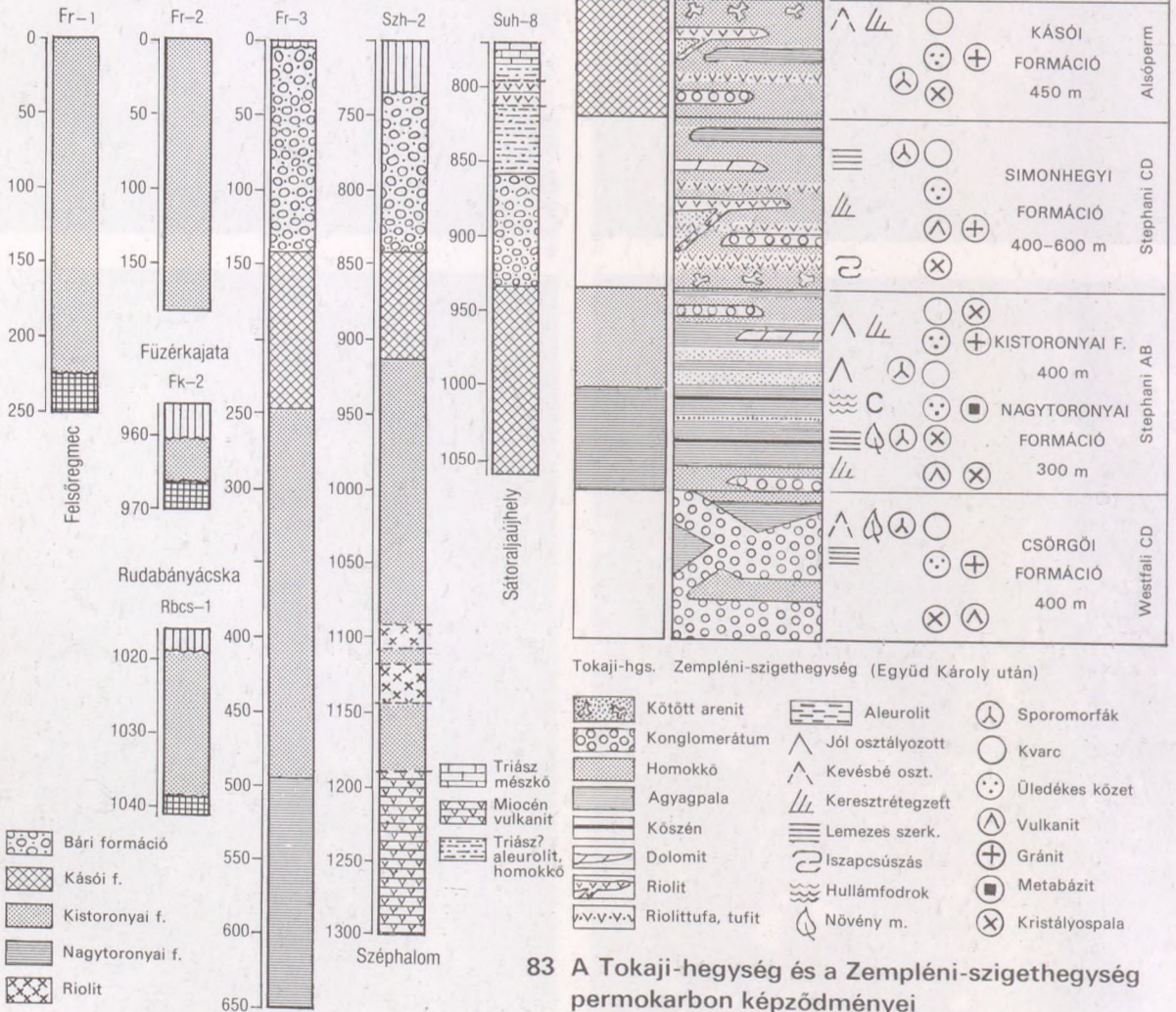


D



81 A Vilyvitányi Kristályospala összletbe hatolt kutatófúrások földtani szelvényei

82 Permokarbon képződmények tokaji-hegységi fúrásokban



83 A Tokaji-hegység és a Zempléni-szigethegység permokarbon képződményei

Zempléni Permokarbon rétegösszlet

(Szlovákiában Cejkov [Cékei] formációcsoport)

A Zempléni Permokarbon rétegösszletnek Magyarország területén csak kis kiterjedésű foszlányait ismerjük, amelyek korszerűen csak a Zempléni-szigethegység jól feltárt és behatóan tanulmányozott teljes rétegsorának ismeretében értelmezhetők. Ezért mind a földtani megismerés történetét, mind a földtani kifejlődést – legalább áttekintő jelleggel – a Zempléni-szigethegységre vonatkozóan is tárgyaljuk.

A földtani megismerés története

A Zempléni-szigethegység karbon időszerű homokkőve FRANÇOIS Sulpice BEUDANT munkájában jelenik meg először az irodalomban (1818). A legényei dombról rosszul megtartott haraszt lenyomatokat is említ.

Az első behatóbb vizsgálatokat – a bécsi földtani intézet áttekintő földtani térképezése során – HEINRICH WOLF végezte (1869). A Zempléni-szigethegység paleozóos képződményeit devon (Thonschiefer und Quarzite der Grauwacke), karbon (Sandsteine und Schiefer der Steinkohlenformation sind hinreichend nach der Bestimmung von D. STUR charakterisiert durch Cyathites arborescens SCHLOTH und ein unvollständiges Blatt von Cordaites borassifolia) és perm (Die Conglomerate, Quarzite und Mergelschiefer der Dyasformation) rétegcsoportra tagolta.

A múlt század utolsó évtizedében SZÁDECZKY GYULA foglalkozott a terület földtani felépítésével. 1891-ben közreadott cikkében elsőként állapította meg, hogy Nagytoronya mellett növénymaradványokat is tartalmazó grafitos és antracitos rétegek találhatóak. A Sátoraljaújhegytől ÉNy-ra fekvő terület földtani felépítéséről szóló munkájában (1897) a paleozóos alaphegységéből származó vulkáni zárványokat írt le. A Zempléni-szigethegység földtani felépítéséről átfogó tanulmányt is publikált (1897). A paleozóos képződményeket WOLF-fal megegyezően devon, karbon és perm időszerűnek tartotta. A devont megítélése szerint muszkovitos kvarchomokkő és homokos agyagpala képviseli. A karbon összletet három rétegcso-

portra tagolta. Alul grafitos rétegeket és antracittelepet tartalmazó agyagpala települ, a WOLF által említett növénymaradványokkal. Kistoronya mellett ebben a rétegcsoportban mészkőkifejlődést is talált. A következő rétegcsoportot arkózás homokkő képviseli. E fölött a felsőkarbon palás, laza szerkezetű, zöld és vörös csillámos palák rétegcsoportja települ. A permet vörös palás agyag és különböző vörös színárnyalatú kvarcit képviseli.

BÖCKH HUGÓ utalt először arra, hogy a zempléni kőszételepes rétegcsoport felsőkarbon kori (1906).

A korábban gazdagabb karbonflórát írt le a területről FRANZ BARTONEC (1912, 1921).

PAPP KÁROLY közölte az első adatokat a zempléni kőszén fűtőértékéről és becsült ásványvagyónáról (1915).

WILHELM PETRASCHEK az Osztrák–Magyar Monarchia kőszételepeiről közreadott áttekintésében (1927) a zempléni kőszételepes rétegcsoport korát a felsőkarbon stephani emeletben jelölte meg, és az ottweili réteggel párhuzamosította. Ugyanakkor a krassószőrényi limnikus karbonnal is azonos jellegűnek ítélte.

VÁCLAV ŠUSTA a BARTONEC-munkában szereplő növénymaradványok figyelembevételével a bécsi Naturhistorisches Museum gyűjteményében őrzött anyagot is feldolgozta. Ennek alapján úgy vélekedett, hogy a *Pecopteris cyathea* és a *Cordaites borassifolius* jelenléte határozottan a stephani emeletet bizonyítja. A rétegösszletben található mészkő közbetelepülést – bár abból semmiféle tengeri életre utaló maradvány nem került elő – tengeri eredetűnek ítélte (1931).

VITÁLIS ISTVÁN nemcsak a karbon kőszén kutatásának történetét ismertette (1939, 1943); részletes helyszíni vizsgálattal is bővítette a kőszételepes rétegcsoport elterjedésére és földtani kifejlődésére vonatkozó ismereteket (1943).

Monografikus jellegű, átfogó munkát szentelt a Zempléni-szigethegység földtani megismerésének FERENCZI ISTVÁN (1943). A kristályos palánál fiatalabb paleozóos képződményeket először tárgyalta permokarbon összletként. A zempléni kar-

bon flórát, amelyet új gyűjtéssel gyarapított, és azt előbb ELISE HOFFMANN (1940), majd MAX HIRMER müncheni professzor határozta meg számára, fiatalabb westfalinak, esetleg idősebb stephaninak tekintette. Miután a permokarbon összleten belüli mészkő közbetelepülést gondos vizsgálattal is faunamentesnek találta, az egész sorozatot szárazföldi eredetűnek tartotta. A hegység fő csapása megfigyelései szerint 23^h-11^h irányú. Szerkezeti felépítésére jellemzők a „K-i irányból működő erő hatására egymásra tolódott vonulatok”. A kristályos pala alaphegységgel való érintkezést WOLF, SZÁDECZKY és VITÁLIS állásfoglalásával szemben tektonikus jellegűnek ítélte. A Zempléni-hegység kapcsolatát É felé, a Szepes-Gömöri-érchegységgel szemben inkább a Branyiszközi-tömeggel, D-i irányban pedig a Hajdúsoboszló II. sz. fúrásban feltárt hasonló kifejlődésű rétegcsoporttal valószínűsítette.

A földtani megismerés Zempléni-szigethegységre vonatkozó ága a továbbiakban teljes mértékben a szlovák geológusok munkájához kapcsolódott.

A meghatározott karbon növénymaradvány együttest fokozatosan gyarapító és az egyre pontosabb korbesorolást adó munkák: FRANTIŠEK NĚMEJC 1946, FRANTIŠEK NĚMEJC – JAROMIR ŠETLIK 1950 és FRANTIŠEK NĚMEJC – JIŘI OBRHEL 1959, majd 1981-ben EVA PLANDEROVÁ – VILIAM SITÁR – PAVOL GREČULA – KAROL EGYÜD munkája; ez utóbbi palinológiai vizsgálattal is kiegészített átfogó biosztratigráfiai értékelés.

Átfogó jellegű földtani munkák: BEDRICH BOUČEK – ALOIS PŘIBYL 1959. évi, valamint PAVOL GREČULA – KAROL EGYÜD 1977-ben és 1981-ben megjelent munkája, végül KAROL EGYÜD 1982-ben publikált szedimentológiai tanulmánya.

P. GREČULA és K. EGYÜD rétegtani tagolásától eltérő sztratigráfiai értelmezést publikált ANNA VOZÁROVÁ (1986, 1989). Álláspontja szerepel a Ny-i Kárpátok újpaleozoikumának monográfiájában is (VOZÁROVÁ, A. – VOZÁR, J. 1988).

K-Szlovákia átfogó földtani és nagyszerkezeti felépítéséről a Regional Geology of Czechoslovakia c. munkában (MAHEL' et al. 1967), BARTOLOMEJ LEŠKO – JAN SLÁVIK idevágó tanulmányából (1968), RUDOLF RUDINEC-nek a neogén medencealjzatot feltáró fúrások vizsgálati adatait fel-

ölő tanulmányából (1969, 1981), RUDOLF RUDINEC – JAN SLÁVIK (1970), valamint OTTO FUSAN et al. (1971) szintéziseiből és JAN SLÁVIK-nak az előzményeket is áttekintő és a „Zempléni nagyszerkezeti egység”-et bevezető munkájából (1976) tájékozódhatunk.

Magyar részről a magyarországi előfordulásokra vonatkozóan 1948-ban SZEBÉNYI LAJOS közölt adatokat a miocén vulkáni képződmények permokarbon zárványairól; majd 1956-ban DANK VIKTOR foglalkozott a Felsőregmec melletti Mátyás-hegyen feltárt felsőkarbon képződményekkel. A Mátyás-hegy déli oldalán törmelékből származó fekete paladarabokban megfigyelt gyenge megtartású páfránylenyomatokat említ. SCHWÁB MÁRIA 1963-ban a Felsőregmec Fr-1 jelű távlati kutatófúrás által 226 m vastagságban feltárt felsőkarbon homokkő, konglomerátum és agyagpala rétegsor ásvány-kőzettani vizsgálati adatait publikálta. Megemlíti, hogy SCHRÉTER ZOLTÁN szerint a harántolt felsőkarbon összlet a toronyai szentlepes rétegcsoport fedő sorozatához tartozik. 1964-ben ERHARDT GYÖRGY a fűzérkajatai alapfúrásból (Fk-2 jelű fúrás) 5,4 m vastagságban harántolt „karbon-perm kihengerelt homokkő-konglomerátum” rétegcsoportot ismertetett.

PANTÓ GÁBOR 1965-ben publikált tanulmányában „permokarbon homokkő-agyagpala, kvarcporfirtufa” együttest írt le. Megítélése szerint a Fr-1 jelű távlati kutatófúrás alsó felére arkózás homokkő és finomhomokos pala váltakozása, felső részére durva konglomerátum-márgás mészkő (?) a jellemző. Szenes agyag és növénylenyomatot tartalmazó homokkő több szintben mutatkozik a fúrás felső szakaszában. Magnyérés nélkül átfürt szentlepekre is gyanakodott. A Mátyás-hegy déli lejtőjéről másodlagosan kovásodott riódácit (kvarcporfir) tufa kőzetlencsét; Felsőregmec (Mátyásháza) É-i házai közé lefutó árokban pedig intermedier (andezites-porfirit) szórt vulkáni törmelékek kevert tufás homokkő padjait írta le. Az apró törmelékben és repedés menti bemosásokban jelentkező palás vörösgyagot a permokarbon sorozat triászba átmenő határképződményének minősítette. Mindezek alapján megítélése szerint a Mátyás-hegy felszínközeli képződményei a kőszénfedőt – esetleg már a permet – képviselik (a „kvarcporfir” betelepülésekkel együtt); ugyanak-

kor a Fr-1 jelű fúrásban 150–226 m között a („porfiroidig”) harántolt arkózás homokkő–aleurolitpala a zempléni permokarbon kőszénfekvő rétegeivel azonosítható. Az M-34–XXXIV Sátoraljaújhely jelű, 1 : 200 000 méretarányú áttekinthető földtani térkép és térképmagyarázó szerkesztői (1966), valamint a Tokaji-hegység 25 000-es térképsorozatának Füzérradvány–Széphalom jelű lapját és magyarázóját szerkesztő PENTELENYI LÁSZLÓ (1972), a Makkoshotyka–Sátoraljaújhely jelű lapot és magyarázót szerkesztő GYARMATI PÁL állásfoglalásaikban PANTÓ GÁBOR-t követték.

A Sátoraljaújhely Sú-8 földtani alapfúrás rétegsorában a 780–796 m-ig terjedő vörös, tarka homokkő, aleurolit, palás agyag rétegszakaszt GYARMATI permotriász átmenetnek minősítette (791–794,4 m között – tektonikusan közbeesípett – agyagkővel összehérsélt dolomitbreccsával). Ez alatt – miocén vulkáni telér közbeiktatódása után – 810,5 m-től, 858,9 m-ig megítélése szerint felsőperm vörös homokkő következik. A 858,9–983,1 m közötti zöldestarka konglomerátum–homokkő pedig az alsó- és középsőpermet képviselheti. 931,1–933,9 és 943,0–961,6 m között két kvarcporfir benyomulás van. 983,1–985,0 m között grafitos–antracitos agyagpala található; majd 1057 m-ig felsőkarbon (stephani) szürke, sötét-szürke homokkő, konglomerátum következik, fekete agyagpala és aleurolit közbe településekkel.

A Zempléni-szigethegység permokarbon rétegösszletének áttekintése

A mintegy 120 km² területű Zempléni-sziget-hegységet túlnyomórészt a Zempléni Permokarbon rétegösszlet (Cékei formációcsoport) képződményei építik fel. Földtani kifejlődésüket KAROL EGYÜD – PAVOL GRECULA és specialista munkatársaik alapján mutatjuk be. (IV. melléklet)

A Cékei formációcsoport (Cejkovská skupina) együttes vastagsága 1900–2500 m. Hat formációra tagolható (alulról felfelé): Csörgői f., Nagytoronyai f., Kistoronyai f., Simonhegyi f., Kásói f., Bári f. A karbon szerkezeti rejuvenációhoz kapcsolódó molassz üledékképződést képvisel a westfalai C-től az alsótriászig terjedően.

A Csörgői formáció (čerhovské súvrstvie) vastagpados (2 m vastagságot is elérő), szürke-sötét-szürke, osztályozatlan, polimikt konglomerátumból áll. Ez teszi ki a formáció 80%-át. A kavicsok csak többé-kevésbé görgetettek, méretük 0,2 és 20 cm közötti (leggyakoribb a 2–7 cm közötti szemcseosztály). Anyaguk a formáció alsó részén mintegy 60%-ban granitoid és kvarc; a maradékot metamorfitek képviselik. Felfelé a metamorfitek aránya növekszik. Anyaguk paragneisz, migmatit és fillonit, valamint jelentős mértékben gyengébb metamorfózist szenvedett paleozóos fillit, kvarcfillit, lidit és metariolit. A konglomerátumon kívül pszammitos kőzetfajták is találhatóak; nagyjából arkóza, alárendelten grauwacke. 2–5%-ban vékonyréteges és laminált homokos agyagpala is előfordul. Gyakori a csúszási textúra és az intraformációs breccsa. Hegységelőtéri, sekély vizű limnikus környezetben, szétágazó delta üledékeként lerakódott rétegsor. Vastagsága kb. 400 m. A rétegsor felső részéből vett minták sporomorfai westfalai D korra utalnak (*Triquitrites* és *Tripartites* sp.-ek stb.). Miután a formáció fő tömege ezen szint alatt települ, indokolt, hogy az üledékképződés kezdetét a westfalai C szintre tették.

A Nagytoronyai formáció (velkotřanské s.) jellegzetessége a ciklusos kőzetkifejlődés és az uralkodó részarányú fekete agyagpala. Az utóbbi a rétegsor középső szakaszán a leggyakoribb. A ciklotémák felső részét alkotja, antracit zsinórokkal és gyorsan változó vastagságú, általában vékony antracittelepekkel. A ciklusok gyakran hiányos kifejlődésűek. A formáció alsó része még konglomerátumos–arkózás homokkő jellegű. A két alsó ciklotémában a pszeftit és a pszammit mennyisége (60%) még meghaladja a pelitét (40%). A rétegsor középső részében, vagyis a 2–5. ciklotémában a pszeftit és a pszammit csak 20%, a pelit 80%. A formáció felső részében (6–7. ciklotéma) a pszammit enyhén túlsúlyra jut a pelittel szemben. A konglomerátum a báziskonglomerátumnál jobban osztályozott, és túlsúlyban van a 2–6 mm közötti szemcseosztály. Anyaga nagyjából metamorfitokból és kvarcból áll. A teljes ciklotémák felső részén vékony (5 cm-től max. 30 cm-ig terjedő), kis kiterjedésű, szürke-sötétszürke színű, agyagos–aleurolitos–dolomitos

mész-kő betelepülések is előfordulnak. Keresztrétegződés, csúszási textúra és hullámfodrok találhatóak. A rétegsor vastagsága nagyon változó, mintegy 300 m-ig terjed. Az üledékképződés erősen tagolt, sekély vizű (lagúnás(?)-tavi-mocsári) környezetben történt. A Nagytoronyai formáció korát a szintjelző sporomorfák, mint a *Microreticulatisporites* sp., *Crassispora kosankei* BHARADW., *Torispora securis* BALME, valamint a gazdagon képviselt *Triquitrites*, *Lycospora* és *Densosporites* sp.-ek és a makroflóra (főleg *Calamites*-félék) alapján a stephani A–B-ben jelölték ki.

A *Kistoronjai formációt* (malotřnanské s.) a sötét színű homokkő túlsúlya jellemzi. A szemcsenagyság 0,5 és 1 mm között változik. Az osztályozottság közepes. A fő alkotóelemek: kvarc, ortoklász, albit. Járulékos ásvány a cirkon és a rutil. A szemcsék koptatottsága közepes, ill. csekély. A homokkő a formáció térfogatának mintegy 65%-át teszi ki. A homokkőben polimikt konglomerátum betelepülések találhatóak. Ezek kavicsai főleg kvarcból (60%), metamorfitokból (30%) és karbonidőszaki képződmények törmelékéből állnak. Részarányuk az egész rétegsor térfogatához viszonyítva kb. 10%. Általában ciklotémák bázisát képviselik, és homokkőbe mennek át. Az arkóza és grauwacke együttes részaránya 20%. A maradék a fekete palára esik, amelynek rétegei gyakran homokosak, és mm-es, ritkán cm-es antracit zsinórokat tartalmaznak. Gyakoriak a csúszási textúrák és a keresztrétegződés; szórványosan hullámbarázdák is találhatóak. A rétegsor vastagsága 400 m körüli. A szedimentológiai jellegek a limnikus és a neritikus(?) fácies közötti átmenetre utalnak. A Nagytoronyaihoz hasonló sporomorfa együttesek és a települési viszonyok a stephani AB felső részére utalnak.

A felsőkarbon *Simonhegyi formáció* (súvrstvie Šimonovho vrchu) jellegzetes kőzetváltozatai a finom szemcsés, zöldesszürke, élestörésű ignimbrit és a vékonyan rétegzett–laminált tufit, tufás pala és homokkő, amelyek szintén apró szemcséjűek, sötét és zöldesszürke színűek. A vulkanoklasztit több tíz méter vastag szinteket alkot, ill. tufás–tufitos homokkővel és palával váltakozik. A vulkanoklasztit részaránya a formációban 60% körüli. A formáció felső részében, három szintben, 5–10 m vastagságú zöldesszürke

színű metariolit közbetelepülések találhatóak. Max. 300 m kiterjedésű lencsék alkotnak, és folyásos textúrájúak. 1 m vastagságot elérő, aprókavicsos (6–20 mm-es), polimikt konglomerátum padok is előfordulnak, többé-kevésbé jól görgött kavicszemekkel. Részarányuk mintegy 5%. Homokkővel és palával való váltakozásuk a formáció alsó és felső részére korlátozódik. A homokkő földpátos kvarcit és arkózas homokkő kifejlődésű. A homokkőrétegek jó osztályozottságukkal, a szemcsék koptatottságával és a jó rétegzettséggel tűnnek ki. A formációnak kb. 15–20%-át homokkő építi fel. Az agyag–aleurolitpala sötét-sötétszürke színű, gyakran homokos, tufitos kifejlődésű, és vulkanoklasztittal váltakozik. A rétegsornak kb. 15%-át teszi ki. A vulkáni és vulkanoszediment rétegcsoportok között kis vastagságú, barnás, agyagos–dolomitos mész-kő betelepülések találhatóak. Az agyagos–homokos vulkanoszediment rétegsorban gyakoriak a pelosziderit hintést, gumókat–lencsék tartalmazó szakaszok. Az egész rétegsorra jellemző az apró–finom szemcsés szerkezet, és – az ignimbiten kívül – a kőzetfajták cm-es, dm-es rétegeinek váltakozása. A 400–600 m vastagságú Simonhegyi formáció képződményei állandó jellegű limnikus–tavi üledékképződést; előrehaladott állapotú morfák jellegzetes alakjai: *Thymospora perverruco* számos növényi makrofosszília található (közöttük kovásodott *Dadoxylon* fatörzsek). A sporomorfák jellegzetes alakjai: *Thymospora perverruco* (ALP.) VILS. et VEN., *Colluminisporites ovalis* PEPPERS, *Florinites* sp., *Potonieisporites* sp., *Disaccites strialiti* div. sp., *Vittatina ovalis* KLAUS, *Aumancisporites* sp., *Cordaitina* sp. Ezek alapján a formáció kora stephani C–D.

Az alsóperm *Kásói formáció* (kašovské súvrstvie) 250–300 m vastagságú sötét-sötétszürke grau-wackés homokkővel kezdődik. A karbon–perm határt a vulkanoszediment kifejlődés megszűnése és az erősen csillámos pelites–pszammitos üledékképződés kezdete jól kiemeli. A sötét-szürke homokkővet felfelé fokozatosan barnás-szürke–vörös, majd világos barnásvörös váltja fel. A sok csillám a réteglapokon dudoros felületekkel jelentkezik. Ferde rétegzettség és csúszási textúra is megfigyelhető. A rétegsor alsó részében zöldesszürke, felül barnásvörös konglomerátum be-

települések találhatók. Kavicsanyaguk granitoidokból és kvarcból, ritkábban metamorfítokból áll. A fekvő karbon képződmények törmeléke is gyakori; helyenként a 40%-ot is eléri. Közepesen osztályozott, nagyjából 6 mm szemcsenagyságú. A rétegsor jellegzetes alkotóelemei az alul szürke, zöldesszürke, felül lila, zöld és vörös színű agyagpala, homokos és aleuritosa betelepülések, ill. néha 5–20 m vastagságú önálló szintek. Karbonátos rétegszakaszok nincsenek, de pelosziderites hintés és konkréciók itt is gyakoriak. A Kásói formáció legfelső részében zöldesszürke riolit lencsék és riolit piroklasztit betelepülések találhatók. A limnikus–tavi kifejlődést az alsóperm végén kontinentális kifejlődés váltotta fel. A rétegsor vastagsága 450 m körüli. Az alsópermre jellemző sporomorfák az itt virágkorukat élő *Vittatinák* és *Potonieisporites* fajok.

A felsőperm *Bári formáció* (barské s.) a polimikt, vörösbarna, osztályozatlan konglomerátum a jellemző, gyengén koptatott kavicsokkal. A kavicsok anyaga 65%-ban kristályospalából és kvarcitból, 25–30%-ban a fekvő permokarbon képződmények törmelékéből és 1–15%-ban bázisos magmatit és granitoid kőzetfajtákból áll. A görgetegek gyakran a 30–50 cm nagyságot is elérik. Konglomerátum képviseli a rétegsor 70%-át. Ezenkívül osztályozatlan tarka grauwacke és grauwackés homokkő betelepülések találhatók. Agyag-, ill. aleurolitpala csak alárendelten fordul elő. A 10–60 cm vastag vulkanoklasztit rétegek a fekvő képződményekből áttelepített tufaanyagból származnak. Az üledékképződés jellege szárazföldi–folyóvízi, rövid szállításra utaló, osztályozatlan üledékanyaggal. Sporomorfák (*Jugasporites delasauei* KLAUS, *Taeniaesporites angulistriatus* (KLAUS) CLARKE, *Lueckisporites* sp.) alapján a formáció kora felsőperm. (81–83)

A Zempléni Permokarbon Magyarországon

Felsőregmectől É-ra (a határzugban: a Mátyás-hegy K-i és É-i oldalán) mintegy 1 km² nagyságú területen felszíni feltárásokban tanulmányozhatjuk a Zempléni Permokarbon rétegösszetételét egyes képződményeit. Mindeddig ezekre a képződményekre vonatkozóan használtuk a Felsőregmeci

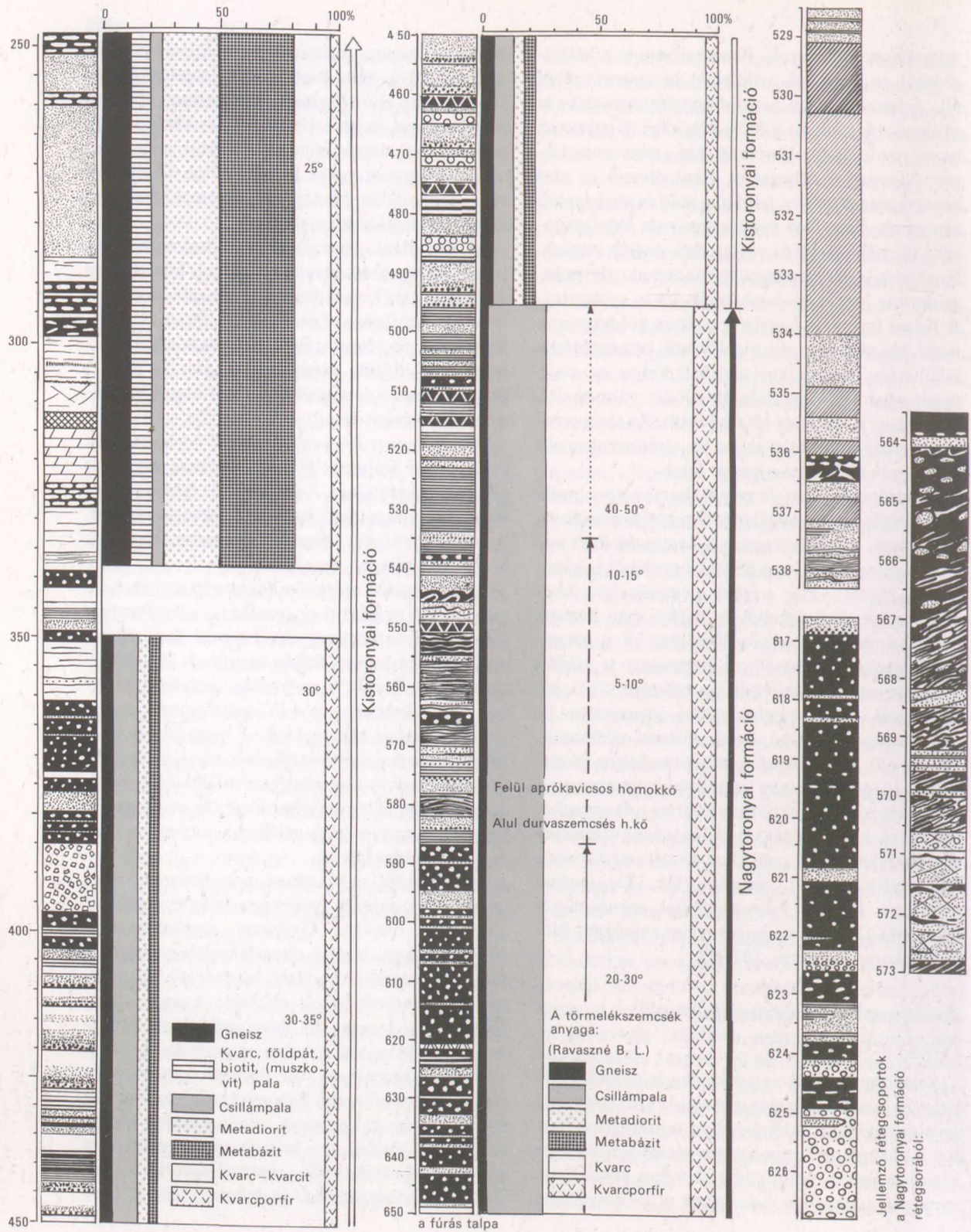
Konglomerátum formáció megjelölést. Miután nyilvánvalóvá vált, hogy több formáció rangú képződmény is részt vesz a Mátyás-hegy földtani felépítésében, és azok EGYÜD, K. és GRECULA, P. tanulmányai alapján jól azonosíthatók a Zempléni-szigethegység egyes permokarbon formációival, indokolatlan fenntartani a rosszul definiált korábbi rétegtani megjelölést.

A Zempléni Permokarbon Magyarországon fellelhető képződményeinek részletes közettani és üledékföldtani kifejlődését végig magfúrással mélyített kutatófúrások (Fr-1, -2, -3, Fk-2, Rbcs-1, Szh-2, Su-8) rétegsorának vizsgálata alapján ismerjük. Közülük néhány fúrás (Fr-3, Szh-2, Su-8) jellemző rétegszakaszait a földtani kifejlődés jellemzésére bemutatjuk (84, 85).

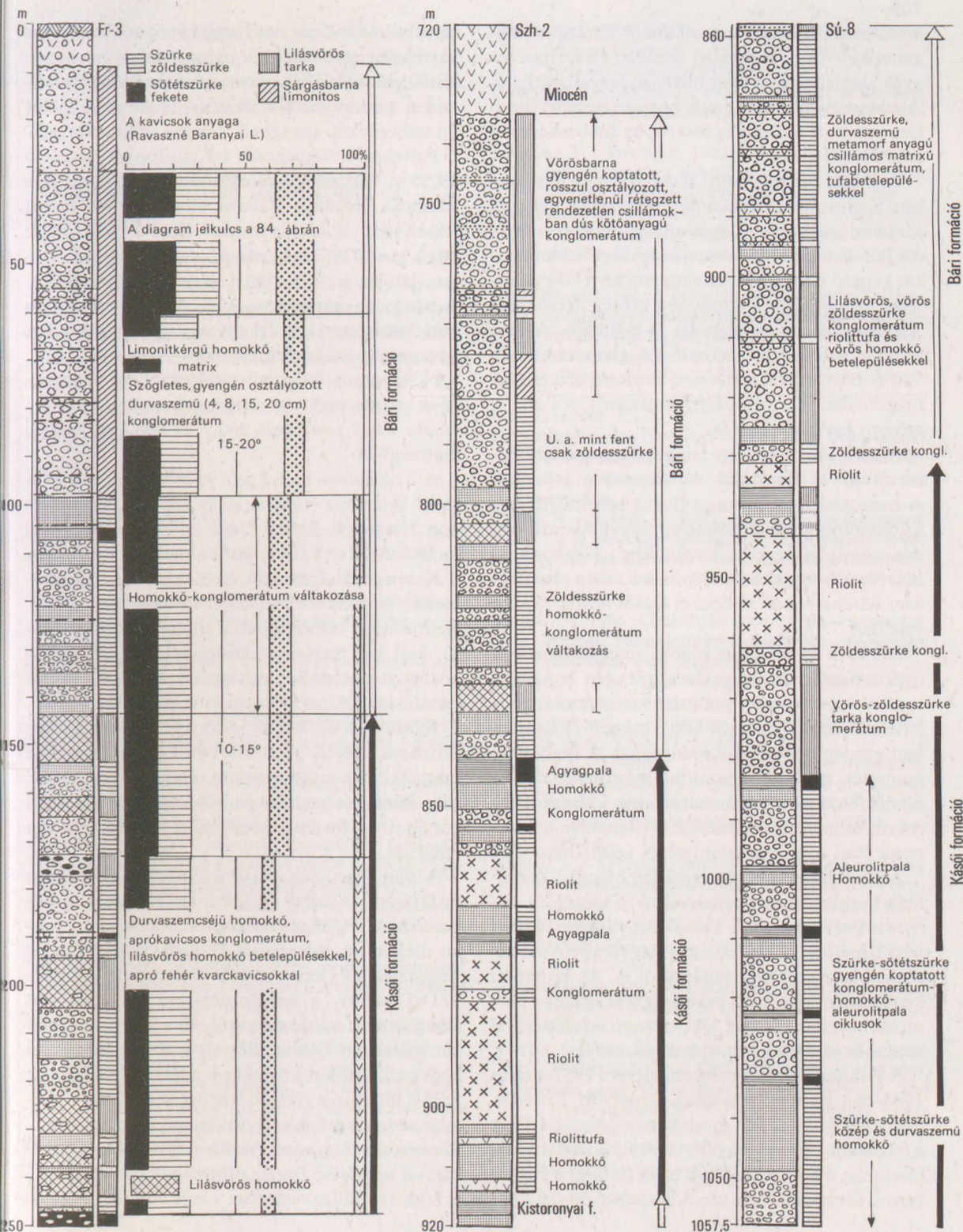
A Felsőregmec Fr-3 jelű fúrás 1977-ben mélyült a Központi Földtani Hivatal földtani alapfúrás programja keretében. A rétegsor részletes ásványközettani vizsgálatát RAVASZ CSABÁNÉ végezte. A 84. ábrán közölt rétegsor és rétegtani tagolás a könyv szerzőjének munkája.

Megítélésünk szerint a fúrás 650 m-ben levő talpa és 495 m közötti rétegszakasza a felsőkarbon Nagytoronyai formáció részét képezi. Erre utal az uralkodó részarányú fekete agyagpala (ill. anchi-metamorf „félpala”), apró világosszürke gumókkal, 3–5% diszperz szerves C-tartalommal, antracitlencsékkel és zsinórokkal. A homokkő-betelepülések alárendeltebb szerepűek, konglomerátum csak a formáció alsó részében található. A kavicsok anyaga túlnyomórészt kvarc és csillámpala. Jelentős mennyiségben található még metariolit, és alárendelten gneisz.

Az 590 és 650 m közötti rétegsor homokkő rétegeiből vett minták vékonycsiszolat-vizsgálatait LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI tanulmányozta. Megállapította, hogy a törmelékes elegyrészek, a kvarc és muszkovit mellett, különböző közettörmelékek, melyek közül többféle kvarcit, lidit, muszkovitos kvarcit, ill. kvarccsillámpala ismerhető fel. Néhány csiszolatban metariolit-törmelék jelenléte is igazolható volt. Járulékos ásványként cirkon és turmalin volt felismerhető. A kötőanyag szericit, kvarc és karbonát, amely teljesen átkristályosodott. Jellemző a kvarcitszerű szerkezet és a szericit + kvarcból álló „tüskés” szövet kialakulása. A karbonát (sziderit és dolomit) szórt pátitos



84 A Felsőregmec Fr-3 jelű fúrás 248 m alatti rétegsora



85 A Kásói és a Bári formáció a Fr-3, Szh-2 és a Sú-8 jelű fúrás rétegsorában

erekben, ill. lencsékben található. Utólagos (diagenetikus + hidrotermális) eredete, kizsoritási jegek alapján, esetenként biztosan megállapítható. Általánosan megfigyelhető, hogy a rétegsort dinamometamorf átalakulás érte, és az többé-kevésbé katakláztá alakult.

A 495 és 248 m közötti rétegszakasz a felsőkarbon Kistoronyai formációhoz tartozónak ítéltető. Uralkodó részarányú építőanyaga általában alulról felfelé finomodó szemcsenagyságú ciklotémákat képező homokkő. A pelittartalom a Nagytoronyai formációhoz viszonyítva erősen lecsökken. Meszes dolomit betelepülés is található. A még mindig alárendelt szerepű konglomerátumban 340 és 250 m között a kvarc rovására erőteljesen megnövekszik a metabázit, metadiorit és a gneisz anyagú kavicsok aránya.

A 248–143 m közötti rétegszakaszra a konglomerátum és homokkő váltakozása a jellemző. A homokkő nagyjából durva szemcséjű, míg a konglomerátum általában aprókavicsos; uralkodóan apró fehér kvarckavicsokkal. Gyakoriak a lilásvörös homokkő betelepülések. Ez a rétegszakasz feltehetően az alsóperm Kásói formáció képviselője.

A 143 m és a felszín közötti rétegszakaszra az egyenletlenül felhalmozódott, gyengén koptatott, rosszul osztályozott, polimikt konglomerátum a jellemző, szabálytalanul elhelyezkedő csillámokban gazdag homokkő alapanyaggal. A homokkőszemcsék gyakran limonittal bekergeztettek. Az üledékföldtani jellegek szárazföldi, időszakos folyóvízi áthalmozásra utalnak. Feltehetően a felsőperm Bári formáció jelenlétével számolhatunk.

A Fr-3 jelű fúrás rétegsorában hiányzó Zempléni Permokarbon formációkat (Csörgői és Simonhegyi formáció) a Tokaji-hegységben másutt sem ismerjük. Ez adódhat a nagyarányú fedettséghez mérten kevés feltárásból is, de az ismert képződmények kisebb vastagságával együtt a permokarbon rétegsor DNy irányú áttolódásával kapcsolatos tektonikus elnyíródásból is.

A Földtani Intézet megrendelésére 1957-ben és 1965-ben egymás közelében lemélyült *Felsőregmec Fr-1 és Fr-2 jelű kutatófúrások* közül a Fr-1 a felszíntől 223 m-ig, a Vilyvitányi Kristályospala eléréséig, a Fr-2 pedig 182 m-ig (talpig) a Kistoronyai formációt tárta fel. A homokkő 60–70%-os

tűlsúlya, az 1–2 cm nagyságú kvarc és metamorfit kavicsokat tartalmazó konglomerátum betelepülések, valamint az antracit zsinórokat, vékony lencséket tartalmazó sötétszürke-fekete agyagpala-finomhomokos agyagpala rétegek utalnak erre.

Feltehetően ugyancsak a Kistoronyai formáció 19,55 m vastagságú rétegcsoportját harántolta a Mecseki Ércbánya Vállalat által az 1980. évben lemélyített *Rudabányácska Rbc-1 jelű fúrás* 1019,5 és 1039,7 m között; a miocén vulkáni összlet alatt és a Vilyvitányi Kristályospala fölött. A rétegsort szürke homokkő, apró kvarckavicsos konglomerátum és fekete agyagpala, homokos agyagpala váltakozása alkotja.

Néhány m – feltehetően felsőkarbon – homokkő és konglomerátum rétegsort harántolt a *Füzérkajata Fk-2 jelű fúrás* 960,7 és 966,1 m közötti mélységben.

A *Széphalom Szh-2 jelű kutatófúrás* is a Mecseki Ércbánya Vállalat mélyítette és permokarbon rétegsorát SZABÓ IMRE határozta meg. Kis módosítással ez a következő: 1190 és 917 m között a Kistoronyai formáció homokkő, agyagos homokkő és diszperz szerves C-tartalmú agyagpala, aleurolitpala váltakozásából álló rétegsora található, alul két metariolit áttöréssel. 917 és 842 m között a metariolit lávatesteket és tufát, tufitot tartalmazó alsóperm Kásói formációt harántolták. E fölött 842 és 725 m között a felsőperm Bári formáció települ. Alul lilásvörös és zöldesszürke homokkő és konglomerátum rétegek váltakoznak, míg felül vörösbarna és zöldesszürke gyengén koptatott és rosszul osztályozott konglomerátum található.

A *Sátoraljaiújhely SÚ-8 jelű földtani alapfúrás* az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt megrendelésére az Országos Földtani Kutató Fúró Vállalat mélyítette. Rétegsorát GYARMATI PÁL írta le. Megítélésünk szerint az 1057,5 m-ben levő talp és 931 m között, a konglomerátum, homokkő és aleurolitpala váltakozásából álló rétegsor, felül két metariolit betelepüléssel, a Kásói formációt képviseli. E fölött következik a Bári formáció – az Szh-2 jelű fúrás rétegsorából már említett – osztályozatlan, vörösbarna-zöldesszürke színű konglomerátum rétegsora. Az SÚ-8 jelű fúrás a triász bázisát képviselő Brezina formációt (brezinské s.) is feltárta. Ehhez tartozhat a már említett konglo-

merátum rétegsor legfelső része a Szőlőskei tagozat (vrstvy viničianske), a fölötté települő Hatfai Homokkő tagozat (vrstvy hatfanské) és legfelül a vörös aleurolit Csarnahói tagozat (vrstvy černochovské).

Nagyszerkezeti és ösföldrajzi kapcsolatok

A Zempléni Permokarbon rétegösszletet sem a Kárpáti-, sem a Pelsoi-nagyszerkezeti egység azonos korú rétegtani egységeivel nem lehet rokonítani. A földtani kifejlődés annál közelebb áll a Déldunántúli Permokarbon rétegösszlethez. Hasonló földtani kifejlődési jellegek találhatók a Bánáti Permokarbon esetében is (Géta takaró, Resicai övezet).

Irodalomjegyzék

Zempléni Permokarbon

- BARTONEC, F. 1912: Über die weitere Umgebung des mährisch-schlesisch-polnischen Kohlenbeckens. – Österr. Zeitschrift Berg- u. Hüttenwesen 60, pp. 203–205.
- BOCZÁN BÉLA–FRANYÓ FRIGYES–FRITS JÓZSEF–LÁNG SÁNDOR–MOLDVAY LORÁND–PANTÓ GÁBOR–RÓNAI ANDRÁS–STEFANOVITS PÁL 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M-34–XXXIV. Sátoraljaújhely. – Földt. Int. Kiadv.
- BOUČEK, B. – PŘIBYL, A. 1959: O geologických poměrech Zemplínskeho pohorí na východním Slovensku. – Geol. Práce 52, pp. 183–222.
- ČECHOVIČ, V. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej Geologickej Mape ČSSR 1:200 000 M-34–XXXIV. Trebišov. – Geofond, Redakcia Bratislava.
- DANK VIKTOR 1956: Földtani adatok az északkeleti szlovákiai határ menti területről. – Földt. Közl. 86/2, pp. 161–166.
- EGYÜD, K. 1982: Sedimentologické zhodnotenie mladšieho paleozoika Zemplínskych vrchov. – Mineralia slov. 14/5, pp. 385–401.
- ERHARDT GYÖRGY 1964: A füzérkajatai alapfúrás földtani eredményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 391–425.
- FUSÁN, O.–IBRMAJER, J.–PLANČAR, J.–SLÁVIK, J.–SMÍŠEK, M. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. – Zborník Geol. Vied. zap. karp. rad. Zk. zv., 15, Bratislava.
- FERENCZI ISTVÁN 1943: A Zempléni-szigethegység földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1939–40-ről 1, pp. 393–496.
- GRECULA, P. – EGYÜD, K. 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pláne Karpát. – Mineralia slov. 9/6, pp. 449–462.
- GRECULA, P. – EGYÜD, K. 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. – Mineralia slov. 14/3, pp. 221–240.
- GYARMATI PÁL – PENTELÉNYI LÁSZLÓ 1973: Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat. Makkoshotyka–Sátoraljaújhely. – Földt. Int. Kiadv.
- HOFMANN, E. 1940: A Zempléni-szigethegység karbonkori növénymaradványai. – Közlemények a Debreceni Tisza István Tudományegyetem Ásvány-és Földtani Intézetéből 17.
- KISHÁZI PÉTER – IVANCICS JENŐ 1988: Adatok a Zempléni-szerkezet kristályos paláinak közettanához. – Földt. Közl. 118/2, pp. 109–124.
- LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI – SASSI, F. P. 1983: A magyarországi pre-alpi metamorfitek kialakulásának vázlatja. – Földt. Int. Évi Jel. 1981-ről, pp. 449–466.
- LEŠKO, B. – SLÁVIK, J. 1967: Les traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre les Karpates occidentales et les Karpates orientales. – Geol. Zb. – Geologica carpath. 18/1, pp. 169–172.
- MAHEL, M. 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky I. – Slovenská Akadémia Vied. Bratislava.
- NĚMEJC, F. 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezu a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. – Rozpravy české Akademie Věd a Umění, Třída II. 56/15, pp. 1–37.
- NĚMEJC, F. – OBRHEL, J. 1959: Zpráva o výsledcích vyšetření některých novějších sběrů rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1957, pp. 165–166.
- NĚMEJC, F. – ŠETLÍK, J. 1950: Paleontologické výzkumy v karbonických oblastech na Slovensku. – Věstn. státn. geol. Ustavu cesk. Repub. 25, pp. 169.
- PANTÓ GÁBOR 1965: A Tokaji-hegység harmadkor előtti képződményei. – Földt. Int. Évi Jel. 1963-ről, pp. 227–241.
- PANTÓ GÁBOR 1968: A Tokaji-hegység és előtere szerkezeti-vulkanológiai kapcsolata. – Földt. Int. Évi Jel. 1966-ről, pp. 215–223.
- PANTÓ GÁBOR – KOVÁCH ÁDÁM – BALOGH KADOSA – SÁMSONI ZOLTÁN 1967: Rb/Sr check of Assynian and Caledonian igneous activity and metamorphism in Northeastern Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11/1–3, pp. 279–281.
- PAPP KÁROLY 1915: A Magyar Birodalom vasérc- és kőszénkészlete. – Földt. Int. Kiadv.

- PENTELENYI LÁSZLÓ 1972: Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez, 25 000-es sorozat. Füzérradvány–Széphalom. – Földt. Int. Kiadv.
- PETRASCHECK, W. 1928: Übersicht der Karbonablagerungen im Bereiche des ehemaligen Österreich-Ungarns. – Congr. de Stratigr. Carbonifère. Heerlen 1927, pp. 513–516.
- PLANDEROVÁ, E. – SITÁR, V. – GRECULA, P. – EGYÜD, K. 1981: Biostratigrafické zhodnotenie grafitických bridlic zo zemplínskeho ostrova. – Mineralia slov. 13/2, pp. 97–128.
- RUDINEC, R. 1969: Poznámky k podložíu východoslovenskej neogénnej panvy. – Geol. Práce, Správy 50, pp. 71–80.
- RUDINEC, R. – SLÁVIK, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. – Geol. Práce, Správy 53, pp. 145–155.
- SCHRÉTER ZOLTÁN 1942: Füzérradvány környékének hidrogeológiai viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1936–38-ról 3, pp. 1447–1471.
- SCHWÁB MÁRIA 1963: Felsőregmec 1. távlati kutatófúrás. – Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról, pp. 379–384.
- SLÁVIK, J. 1976: Zemplinikum – možná nová tektonická jednotka centrálnych Karpát. – Geol. Práce, Správy 65, pp. 7–18.
- ŠUSTA, V. 1931: O karbonu na Slovensku. – Hornický Věstník, Praha, Roč. XIII. (XXXII), 23, pp. 418–420.
- SZÁDECZKY GYULA 1891: A Pilis-hegy Nagy-Bári mellett. – Földt. Közl. 21/8–9, pp. 225–240.
- SZÁDECZKY GYULA 1897: Sátoralja-Újhelytől északnyugatra, Ruda-Bányácska és Kovácsvágás közé eső terület geológiai és kőzettani tekintetben. – Földt. Közl. 27/8–10, pp. 273–326.
- SZÁDECZKY GYULA 1897: A Zempléni-szigethegység geológiai és kőzettani tekintetben. – Kir. Magyar Term. tud. Társulat Kiadv.
- SZEBÉNYI LAJOS 1948: Kovácsvágási huta (Abaúj-Torna vm.) környékének földtani viszonyai. – Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól, pp. 279–285.
- VITÁLIS ISTVÁN 1939: Magyarország szénelőfordulásai. – Röttig-Romwalter, Sopron.
- VITÁLIS ISTVÁN 1943: Karbon korszaki kőszén a Zempléni-szigethegységben. – Math. és Term. tud. Ért. 62/1, pp. 269–290.
- VOZÁROVÁ, A. 1986: Problémy litostratigrafického členenia permo-karbónu Zemplínskych vrchov a charakteristika luhyňského súvrstvia. – Správy o výskumoch Geol. Úst. D. Stúra. Region Geol. Západ.Karpát 21, pp. 39–46.
- VOZÁROVÁ, A. 1989: Petrology of crystalline rocks of Zemplinicum (West Carpathians). In IGCP Project No 276: Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys (Eds. D. J. PAPANICOLAOU et F. P. SASSI). – Newsletter, N°1. Spec. Publ. of the Geol. Soc. of Greece.
- VOZÁROVÁ, A. – VÓZÁR, J. 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. – Geol. Ústav D. Stúra, Bratislava.
- WOLF, H. 1869: Erläuterungen zu den geologischen Karten der Umgebung von Hajdú-Nánás, Tokaj und Sátor-Alja-Újhely. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 19/2, pp. 235–264.

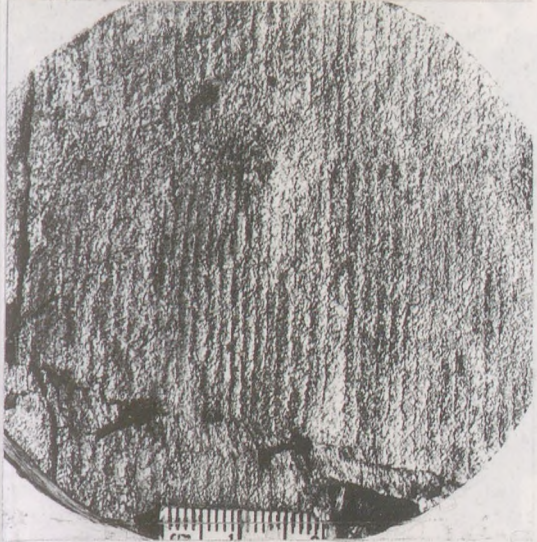
Táblamagyarázatok [102]–[103]

[102] Felsőkarbon növénymaradványok és kőzetfáciesek

- A *Calamites sp.*, Fr-1 jelű fúrás
134,7–136,7 m
- B–C *Sphenophyllum sp.*, Fr-1 jelű fúrás
165,2–168,2 m, 2,5x
- D Intraformációs homokkőtörmelék agyagpálában
Fr-3 jelű fúrás 610,7–611,0 m
- E Homokkőbreccsa agyagpala foszlánnyal
Fr-3 jelű fúrás 632 m
- F Rosszul osztályozott homokkő
Fr-3 jelű fúrás 622,5–622,6 m, +N, 21x

[103] A Nagytoronyai formáció homokkőfáciesei (RAVASZNÉ B. L.)

- A Rosszul osztályozott homokkő
Fr-3 jelű fúrás 623,3 m, +N, 42,5x
- B Jól osztályozott homokkő
Fr-3 jelű fúrás 591,2 m, +N, 42,5x
- C Palás homokkő, a mátrix szericitesedett
Fr-3 jelű fúrás 597,2 m, +N, 102x
- D Metariolit-törmelék homokkőben
Fr-3 jelű fúrás 622 m, +N, 42,5x



A



B



C



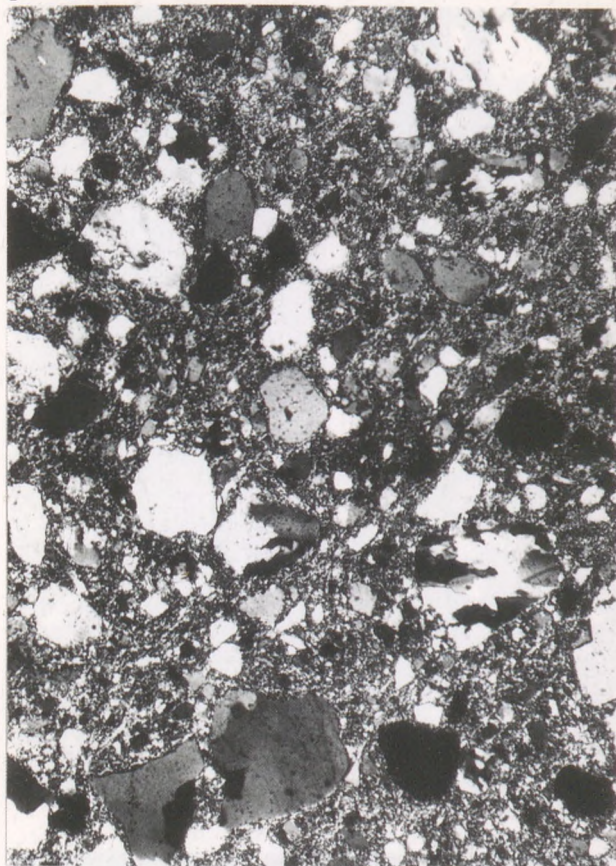
D



E



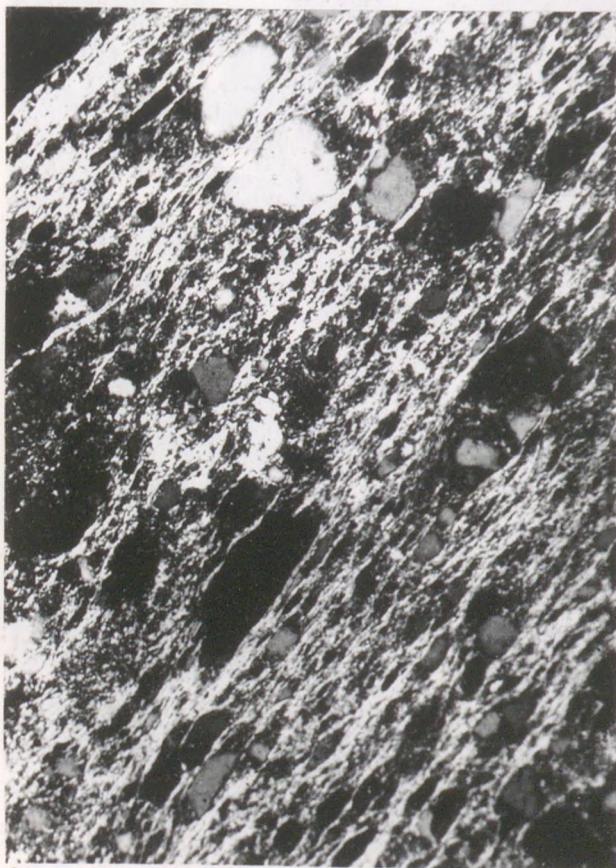
F



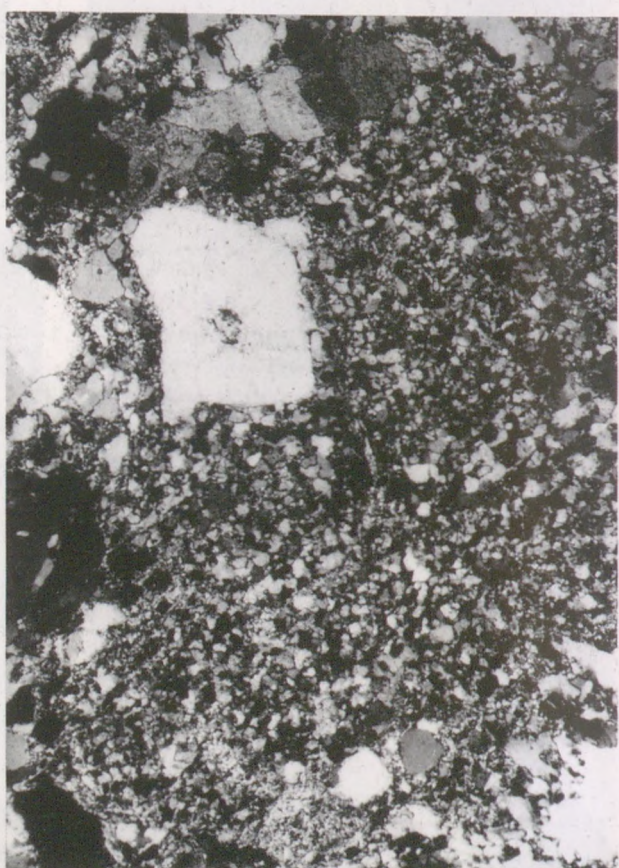
A



B



C



D

Déldunántúli szerkezeti egység

A Tiszai nagyszerkezeti egység része. Délen a Dráva-medence kristályospala aljzata kapcsolja össze a – hasonló felépítésű – szlavóniai sziget-hegységek területével. Nyugaton–északnyugaton (Gyékényes–Kaposvár–Dunaújváros vonalában) a Középmagyarországi vonal jelent éles határt a mezoalpi szerkezetalakulással létrejött Igali és Pelsői nagyszerkezeti egységek felé.

A paleozóos képződményeket illetően gazdag irodalom képviseli a földtani megismerés történetét. Ennek fontosabb fejezeteit a következőkben röviden áttekintjük.

A permii vörös homokkő azonosításával a Mecsekben is úttörő felismerésre vezetett FRANÇOIS SULPICE BEUDANT emlékezetes magyarországi utazása (1822).

Az Osztrák–Magyar Monarchia áttekintő földtani térképezését megszervező bécsi földtani intézet megbízásából KARL PETERS végzett érdemleges munkát ezen a területen. (A pécsi gránit kibúvás és a mecseki gránit tömzs megismerése, 1862.)

A Magyar Királyi Földtani Intézet első képviselőjeként

BÖCKH JÁNOS folytatta az úttörő munkát (1876). A verrukanóként jellemzett jakabhegyi főkonglomerátumot a triászba, fekvő képződményeit a permbe sorolta. Kővágószőlős mellett a perm időszak szürke

homokkőben növénymaradványokat talált, melyeket OSWALD HEER felsóperm korinak határozott meg (1877).

A fazekasboda–mórágyi gránitterület első átfogó földtani–kőzettani vizsgálatát ROTH SAMU végezte. Ortoklász–oligoklász gránitot, gneisz gránitot, és ezeket vékony erekben áttörő ortoklász gránitot különböztetett meg (1876).



VADÁSZ ELEMÉR, a Mecsek monográfusa a hegység egész területét személyesen tanulmányozta. A földtani megismerés eredményeit a Mecsek környezetére vonatkozóan is mindvégig nagy figyelemmel kísérte, és szintéziseiben – esetenként kritikailag felülbírálván – figyelembe

is vette azokat (1917, 1935, 1953, 1960).

PAPP FERENC és REICHERT RÓBERT elsőként alkalmaztak mikroszkópot és kémiai elemzést a Mórágyi Gránit vizsgálatára (1929).

TELEKI GÉZA a Velencei és a Mórágyi Gránit – szerkezetföldtani okokra visszavezethető – keletkezési különbségeire hívta fel a figyelmet (1941).

VAJK RAUL a szénhidrogén-kutató geofizikai mérések első átfogó földtani értelmezője (1943).

SZALAY SÁNDOR és FÖLDVÁRI ALADÁR a hazai sugárzóanyag-kutatás elindítói (1948, 1952).

Széles körű tudományos munkát végeztek számszerűen azok közül a geológus és geofizikus szakemberek közül, akik pályafutásának egésze vagy jelentős

része a Mecseki Ércbánya Vállalat geológiai–geofizikai tevékenységéhez kapcsolódott:

– JANTSKY BÉLA vezetésével 1950-ben kezdődött meg a fazekasboda–mórágyi gránitterület részletes földtani vizsgálata (1953); majd 1979-ben jelent meg „A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység” című összefoglaló munkája.





– BARABÁS ANDOR jelentős tanulmányai: A mecseki perm üledékföldtana című kandidátusi disszertáció (1955); a BARANYI ISTVÁNNAL, valamint JÁMBOR ÁRONnal együtt szerkesztett „A Mecsek és a Villányi-hegység harmadkor előtti alaphegység-térképe” (1964) a BALOGH KÁL-

MÁNNAL közreadott „The Carboniferous and Permian of Hungary” c. tanulmányuk (1972); valamint: „A perm időszak földtani viszonyai és a külszíni kutatás feladatai a mecseki érclelőhelyen” (1979) c. munka.

– JÁMBOR ÁRON a miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményeivel (1960–1961), a Téseny-1 fúrás rétegsorának publikálásával (1962), valamint a Mecsek–Villányi-hegység közötti felsőkarbon elterjedésével és kifejlődésével kapcsolatos tanulmánnyal (1969) járult hozzá érdemlegesen a földtani megismerés történetéhez.



– SZEDERKÉNYI TIBOR munkásságának tárgya elsősorban a metamorf képződmények földtana, kőzetana és geokémiája. A Drávamellék, valamint a Görcsönyi-hátság kristályospala aljzatában DNy-ról ÉK-re növekvő metamorf fokú izográffokkal – klorit, biotit, almandin, staurolit, disztén, szillimanit – jellemzett, Barrow-típusú metamorf zónákat határozott meg. Megállapította továbbá, hogy a mecseki gránitterületől Ny-ra a kristályospala aljzat képződményeinek csapása és kifejlődése a szlavóniai sziget-hegységeivel megegyező. A gránittömeg tengelyvonalában kialakult KÉK–NyDNy irányú transzkurrens vető mentén 35 km-t meghaladó vízszintes elmozdulást határozott meg. A tektonikus zónában migmatitosodást és részle-

ges megolvadást mutatott ki, hangsúlyozva, hogy ezek nem a Mórággyi Gránit tömegének migmatizációja. Tanulmányokat publikált a DK-Dunántúl paleozóos magmatizmusáról, az ópaleozóos képződmények fejlődéstörténetéről és litosztratifráiai tagolásáról (1962–1991).

– BARANYI ISTVÁN a geofizikai kutatás módszertani fejlesztésével és földtani értelmezésével foglalkozott (1962, 1965).

– BALLA ZOLTÁN szerkezetföldtani (1965) és uránérc-genetikai tanulmányokat publikált (1967, 1969, 1972, 1973). Figyelemre méltó a dél-dunántúli ultrabázitok lemeztektonikai értelmezéséről közreadott munkája (1983).

– VIRÁGH KÁROLY uránérc-genetikai kérdésekkel foglalkozott (1966, 1967, 1970).

– BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES üledékföldtani vizsgálatokat végzett (1969, 1973, 1975, 1981), és főleg palinológiai vizsgálatok alapján kidolgozta a permokarbon rétegsor biosztratifráiai alapon nyugvó kronosztratifráiját (1975, 1981).

– KASSAI MIKLÓS a villány-szalatnaki mélytörés felismerésével (1973), a paleozóos rétegsorok fáciesmeghatározásának problematikájával (1973), a Villányi-hegység északi előterének perm monografiájával (1976), a Dél-Dunántúl perm végi ősföldrajzi rekonstrukciója tárgyú tanulmányával (1980) és a felsőkarbon elterjedésének meghatározásával (1980, 1983) gazdagította földtani irodalmunkat.

KISS JÁNOS korszerű vizsgálatokkal vett részt az erdősmecseki gránit (1962) és az uránérc-képződés tanulmányozásában (1958, 1960, 1961).

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR munkássága mindenekelőtt a mecseki gránit migmás-metaszomatikus eredetű képződmény jellegének felismerésével jelentett nagy előrelépést a földtani megismerés terén (1959).

Nagy jelentőségű volt, hogy ORAVECZ JÁNOS a Szalatnaki formációt Hystrichosphaeridae maradványok és Graptolita töredékek alapján a szilurba sorolta (1964).

RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA eklogit fáciesű képződményt írt le a Görcsönyi-1 jelű vizkutató fúrásból (1969); GHANEM, M. A. E. A.-val a Mórággyi Gránit és a kapcsolódó metamorf képződmények genetikai kérdéseivel foglalkoztak (1969), majd HETÉNYI RUDOLFFal a Siklósbodony-1 és

Bogádmindszent-1 jelű fúrásokkal feltárt felső-karbon összletről adtak laboratóriumi vizsgálataokra alapozott értékelő leírást (1974).

PANTÓ GYÖRGY elektronmikroszkopos elemzéssel lényeges különbséget állapított meg a Velencei és a Mórágai Gránit járulékos ásványai és azok nyomelemtartalma között (1974).



BUDA GYÖRGY korszerű módszerekkel vizsgálta a Mórágai Gránit komplexumot, melyet S típusúnak, K-gazdagnak, gyengén alkáli és monzonitos jellegűnek talált. Az alkáliák Si-tól független eloszlása anatektikus-metaszomatikus képződésre utal. A minimum

hőmérsékletű gránitolvadékok megítélése szerint kompressziós, kismértékben extenziós tektonika hozta létre (1969, 1972, 1974, 1985).

ÁRKAI PÉTER meghatározta a Dél-Somogyi, valamint a Dráva-medence szénhidrogénkutató fúrásokkal feltárt metamorf aljzatának fő közettípusait, azok eredetét és metamorf fejlődéstörténetét. Az alpi, illetve a kárpáti analógiák alapján több kronológiai modellt állított fel. A filloszilikát ásványgyűttesek és az ilitkristályosság alapján retrográd metamorf és mállási jelenségeket különített el (1984, 1985).

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI és FRANCESCO PAOLO SASSI (1981): ÁRKAI P., KISHÁZI P., KÓSA L., RAVASZNÉ BARANYAI L. és SZEDERKÉNYI T., valamint saját vizsgálataik alapján, az egész országra kiterjedő kritikai munka részeként összefoglalták a Keleti-Mecsek, Pécs környéke, a Göröcsönyi-hátság és a Dráva-medence metamorf-magmás fejlődéstörténetét; egy idősebb (kis termikus gradiensű, közepes nyomású) és egy fiatalabb (> 34 °C/km termikus gradiensű, kis nyomású) eseményt különítve el. Ez utóbbi – hercini – eseményhez kapcsolódott a Mórágai Gránit formáció anatektikus képződése. LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI, MAZZOLI, C., és VISONA, D. (1989) a Vajta-3 jelű fúrásról adtak korszerű metamorfoképződési értékelést.

Történeti, alapvető és áttekintő publikációk

Történeti, alapvető és áttekintő publikációk

Déldunántúli paleozoikum

ÁRKAI PÉTER 1984: Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy-Drava Basin (Southwestern Transdanubia, Hungary). – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 26/2, pp. 129–153.

ÁRKAI PÉTER – NAGY GÉZA – DOBOSI GÁBOR 1985: Polymetamorphic evolution of the South Hungarian crystalline basement, Pannonian Basin: geothermometric and geobarometric data. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 28/3–4, pp. 165–190.

BALLA ZOLTÁN 1983: A dél-dunántúli ultrabázitok lemeztektonikai értelmezése. – Földt. Közl. 113/1, pp. 39–56.

BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 20/2, pp. 191–207.

BALOGH KÁLMÁN – KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1974: Hungarian Mid-Mountains and adjacent areas. In MAHEL', M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions (pp. 391–403). – Bratislava.

BARABÁS ANDOR 1955: A mecseki perm üledékföldtana. – Kandidátusi értekezés.

BARABÁS ANDOR 1979: A perm időszak földtani viszonyai és a külszíni kutatás feladatai a mecseki érlelőhelyen. – Földt. Közl. 109/3–4, 357–365.

BARABÁS ANDOR – JÁMBOR ÁRON – SZÉNÁS GYÖRGY et al. 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. – MÁELGI Évk. 1.

BARABÁS ANDOR – KISS JÁNOS 1958: The genesis and sedimentary petrographic character of the enrichment of uranium ore in Mecsek Mountains. In Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy 1958 (pp. 388–395). – Geneva.

BARABÁS STUHL ÁGNES 1981: Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mountains (South Hungary). – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/1, pp. 49–97.

BEUDANT, F. S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. I–III. + Atlasz. – Paris.

BÖCKH JÁNOS 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. – Földt. Int. Évk. 4/4, pp. 129–287.

- BUDA GYÖRGY 1969: Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mountains on the basis of the investigation of the feldspars. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, pp. 131–155.
- FÖLDEVÁRI ALADÁR 1952: Radioaktív anyagok geokémiája a Mecsek hegységben. In *A magyar földtani vizsgálatok újabb eredményei* (pp. 11–24). – Akadémiai Kiadó.
- FÜLÖP JÓZSEF – DANK VIKTOR et al. 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. – *Földt. Int. Kiadv.*
- GHANEM, M. A. E. A. – RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA 1969: Petrographic study of the crystalline basement rocks, Mecsek Mountains, Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13/1–4, pp. 191–219.
- HEER, O. 1877. A Pécs vidékén előforduló permii növényekről. – *Földt. Int. Évk.* 5/1, pp. 1–16.
- HETÉNYI RUDOLF – RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA 1976: A baranyai antracittelepes felsőkarbon összlet a Siklósbodony 1. és a Bogádmindszent 1. sz. fúrás tükrében. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1973-ról, pp. 323–361.
- JANTSKY BÉLA 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. – *Földt. Int. Évk.* 60.
- JÁMBOR ÁRON – SZABÓ JÓZSEF 1961: Mecsek hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. – *Földt. Közl.* 91/3, pp. 316–324.
- KASSAI MIKLÓS 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 17, pp. 7–109.
- LELKES-FELVÁRI GYÖNGYI – SASSI, F. P. 1981: Outlines of the pre-alpine metamorphism in Hungary. In *Karamata, S.–Sassi, F. P. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 3*, (pp. 89–99). – Belgrade/Padova.
- ORAVECZ JÁNOS 1964: Szilur képződmények Magyarországon. – *Földt. Közl.* 94/1, pp. 3–9.
- PETERS, K. 1862: Über den Lias von Fünfkirchen. – *Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Mat.-nat. Cl.*, 41, pp. 241, 243, 291.
- ROTH SAMU 1876: Fazekasboda–Mórággy-hegylánc (Baranya megye) eruptív kőzetei. – *Földt. Int. Évk.* 4/3, pp. 103–128.
- SOÓS ISTVÁN – JÁMBOR ÁRON 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsek hegység helyválti kavicsösszletéből. – *Földt. Közl.* 90/4, pp. 456–458.
- SZALAY SÁNDOR 1948: Kutatások urán és thorium magyarországi előfordulása után korszerű atomfizikai módszerekkel. – *Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitaülésekről.* 10/1, pp. 5–34.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR 1959: A kárpáti köztés tömeg magmás mechanizmusáról. – Nemzetközi geokémiai konferencia, Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – ÁRKAI PÉTER et al. 1976: Map of metamorphites of the Carpatho-Balkan-Dinaride area. – KBGA, Közp. Földt. Hiv., MTA Geol. Kut. Lab., Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – JUHÁSZ ÁRPÁD – BALÁZS ENDRE 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, pp. 27–34.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1974: Paleozoic magmatism and tectogenesis in Southeast Transdanubia. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 18/3–4, pp. 305–313.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1975: A Délkelet-Dunántúl ópaleozóos képződményeinek ritkaelem-kutatása. – Kandidátusi értekezés.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1976: Barrow type metamorphism in the crystalline basement of Southeast Transdanubia. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 20/1–2, pp. 47–61.
- SZEDERKÉNYI TIBOR – ÁRKAI PÉTER – LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1991: Crystalline groundfloor of the Great Hungarian Plain and South Transdanubia, Hungary. – *Serbian Acad. Sci. and Arts. Acad. Conf.* 4, pp. 261–273.
- VAJK RAUL 1943: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. – *Földt. Közl.* 73/1–3, pp. 17–38.
- VADÁSZ ELEMÉR 1935: A Mecsek hegység. – *Magyar Tájékozódási Földtani Leírása* 1, pp. 1–180.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana 2. (átdolgozott) kiadás. – Akadémiai Kiadó.
- WEIN GYÖRGY 1966: Magyarországi Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34–XIII. Pécs (Prekambrium). – *Földt. Int. Kiadv.*
- WEIN GYÖRGY 1967: Délkelet-Dunántúl hegység szerkezete. – *Földt. Közl.* 97/4, pp. 371–395.
- WEIN GYÖRGY 1972: Magyarország neogén előtti szerkezetföldtani fejlődésének összefoglalása. – *Földt. Közlem.* 20(96), 7, pp. 302–328.
- WEIN GYÖRGY 1973: Magyarországi Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L-34–XIX. Mohács (Prekambrium?). – *Földt. Int. Kiadv.*
- WEIN GYÖRGY 1974: Délkelet-Dunántúl geológiája. In *LOVÁSZ GYÖRGY – WEIN GYÖRGY: Délkelet-Dunántúl geológiája és felszínfejlődése. – Baranya monográfia sorozat, Pécs, Baranya Megyei Levéltár.*

A földtani felépítés fő vonásai

A Déldunántúli szerkezeti egység egész területén kristályos alaphegységgel számolhatunk. Ez két nagy részre tagolódik:

1. A *dél-somogyi-drávamelléki* területre, amely a szlavóniai sziget-hegységek kifejlődési területéhez kapcsolódik; túlnyomórészt gneisz és csillámpala, kismértékben amfibolit és csak lokálisan serperntinit kifejlődésű. (Görgetegi Kristályos-

pala és Görcsönyi Kristályospala.) A képződmények csapása és kifejlődése a szlavóniai sziget-hegységeivel megegyező. Gyakori a kataklázit-képződés, milonitosodás.

2. A *mecseki granitoid öv* területe. Sajátos kifejlődésű anatektikus gránit komplexum. A gránit környezetében amfibolit fáciesű regionális metamorfózist szenvedett protolit, és elterjedten epimetamorf képződmények találhatók. Utóbbiak egy része retrográd úton keletkezett az idősebb metamorfotokból, másik része szilur–devon üledékek epimetamorf átalakulási terméke. Az utóbbiak anchimetamorf változata a Szalatnaki formáció. A mecseki granitoid öv középső részét nagy területen töréses-gyűrt szerkezetű mezozoós összlet fedi. Gyakoriak a csapás menti és harántirányú törések, ill. törési zónák; oldalirányú elmozdulással, pikkelyeződéssel, blokkok kialakulásával.

A gneisz–cillámpala és a mecseki granitoid öv érintkezési sávjában találjuk a permokarbon mossa sz rétegösszletet.

A 10 000 km²-t meghaladó kristályos alaphegységéből csak mintegy 100 km² van a felszín közelében; a tényleges feltárások területe pedig ennek is csak a töredéke. A mezozoikummal fedett területek bázisa – egyes peremi részek kivételével – feltáratlan. A neogénnel fedett kristályos medencealjzatot mintegy 200, nagyrészt szénhidrogén-kutató fúrás érte el. Jelentős behatolás nem volt, a mintavétel szakaszos magvétellel történt. A fúrások eloszlása egyenetlen. Nagy összefüggő területekről semmi információ nincsen. A me-

dencealjzat a felszíni magasságkülönbségeknél jóval nagyobb mélységi eltéréseket mutat; helyenként – 4000 m alá süllyed. A számos kedvezőtlen körülmény ellenére mégis remélhetjük, hogy a jelentős szerkezetalakító mozgások, az üledékképződés, a metamorfózis és a magmatizmus, valamint a nagyszabású lepusztulási ciklusok nemcsak a földtani felépítés bonyolultságát növelték, hanem a kristályos aljzat „felszínére hozták” annak fő kifejlődési sajátosságait és a „fúrómag cseppek tükrözik a tengert”.

Mindazon ismeretek alapján, melyeket a gyakorlati célú munka nyomán, felkészült szakemberek egy évszázadot meghaladó idő során megszerettek és közreadtak, a Dél-Dunántúl paleozoós képződményeit a következő rétegtani egységekbe foglalhatjuk:

Déldunántúli Metamorfit összlet

Görgetegi Kristályospala formáció

Görcsönyi Kristályospala formáció

Gyódi Szerpentinit formáció

Szalatnaki formáció

Ófalui formáció

Mórággyi Gránit formáció

Déldunántúli Permokarbon összlet

Tésenyi formáció

Turonyi formáció

Korpádi Homokkő formáció

Gyűrűfői Riolit formáció

Cserdi Konglomerátum formáció

Bodai Aleuroлит formáció

Kővágószőlősi Homokkő formáció

Déldunántúli Metamorfit összlet

Elterjedése egybeesik a dél-dunántúli szerkezeti egység területével. Nyugaton a Középmagyarországi vonal éles határt képvisel az Igali szerkezeti öv felé. Délen zavartalan a kapcsolat a szlavóniai sziget-hegységek területével. A Dráva csak földrajzi határ, hasonlóképpen, mint a Duna az Alföld felé. Részegységekre való tagolás – a beható tanulmányozottság ellenére – még ma is komoly nehézségekbe ütközik. A kőzetfáciesek tér-

beli rendszerének áttekintését nehezíti a teljes fedettség, a viszonylag kevés mintaanyag és korszerű vizsgálat, valamint a polimetamorf fázisok, a progresszív és a retrográd képződmények egymásba fonódása. Az időbeni összetartozás, ill. különállás bizonytalanságai miatt, részben ezek pótlására is, hangsúlyos szerepet kap a területi szerkezeti egységek szerinti) lehatárolás (V. melléklet).

Görgetegi Kristályospala formáció

Megismeréstörténet

A Görgetegi Kristályospala megismerésének alapvető forrása a szénhidrogén-kutató fúrások mintaaanyaga. Miután a kristályospala medencealjzat megismerése csak érintőlegesen tartozott a szénhidrogén-kutatás feladatkörébe, viszonylag kevés (szakaszos) magmintavétel történt. Átfogó vizsgálatra és az eredmények publikálására csak néhány alkalommal került sor.

SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1958-ban lezárt jelentésében a dél-somogyi Görgeteg–Babócsa GB-1-től 11-ig terjedő és a GB-13 jelű, kristályospala aljzatba hatolt szénhidrogén-kutató fúrások mintaaanyagának beható mikroszkópos vizsgálattal kapott eredményeit foglalta össze. Muszkovitos (GB-9, 10, 11, 13) és kétszillámú (GB-3, 7, 8, 11, 13) palát, gneiszet (GB-2, 5, 6) és egyetlen esetben (GB-6) szerpentinit közbetelepülést határozott meg. Keletkezésüket a szerpentinit kivételével üledékes kőzetekből származónak és a mezozóna mélyebb részében, magas hőmérsékleten, irányított nyomású regionális metamorfózis révén kialakultnak tekintette.

A DNY-Dunántúl kristályos aljzatának első közetgenetikai szintézisében BALÁZS ENDRE (1968) a polimetamorf jellegű kőzetfajtákat nagy, gyakran reliktum jellegű földpáttartalmuk alapján ortoeredetűnek tartotta. A granitoid kiindulású kőzetek – megítélése szerint – prekambriumi (fiatalbajkái?) tektonociklusban metamorfizálódtak (mezo-, esetleg katazónás gneiszesezés); az epizónás milonitosodás variszkuszi korú.

Lényegében ez az álláspont jelenik meg a Kárpát–Balkán–Dinári terület metamorfik térkép magyarózójában (SZÁDECZKY–KARDOSS ELEMÉR – JUHÁSZ ÁRPÁD – BALÁZS ENDRE et al. 1969) és magán a térképen is (SZÁDECZKY–KARDOSS ELEMÉR–ÁRKAI PÉTER et al. 1976), néhány módosítással: az uralkodóan granitoid eredetű metamorfitokon kívül alárendelten amfibolit is előfordul, a kiindulási kőzetek proterozóos korúak; a bizonytalan óbajkái regionális metamorfózist epidot–amfibolit fáciesű variszkuszi metamorfózis

követte, helyenként anatektikus, színorogén gránitosodással, végül retrograd jellegű, zöldpala fáciesű, alpi metamorfózis zárta a fejlődési sort.

JANTSKY BÉLA nemcsak a Mórágai Gránit komplexum képződményeit vizsgálta, figyelme kiterjedt a közeli-távoli kristályos alaphegységbeli képződményekre is (1979). Megítélése szerint a Dráva-melléki metamorfitek alsóproterozóos pelites–pszammitos üledékekből, prebajkái (gothida) amfibolit fáciesű regionális metamorfózissal keletkeztek.

Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával (FÜLÖP JÓZSEF – DANK VIKTOR et al. 1987) áttekintő térkép jelkulcsában „Drávai metamorfik összlet mezometamorf képződményei” megjelöléssel szerepel a tárgyalt terület.

ÁRKAI PÉTER (1984) 18 fúrás 31 fűrőmagmintáját vizsgálta meg korszerű módszerekkel. Kőzettani és geokémiai alapú litofácies rekonstrukció alapján meghatározta a kristályospala medencealjzat fő kőzettípusait és azok eredetét. Ásványparagenetikai, közetcsöveti megfigyelések és a koegzisztens ásványgyűtesek elemeloszlás arányain alapuló geotermometriai és geobarometriai számítások révén megállapította a metamorf fejlődéstörténetet. Filloszilikát ásványgyűtesek és az illit kristályosság alapján retrograd metamorf és mállási jelenségeket különített el. Jelen munkában a tárgyalt fejezetet elsősorban ÁRKAI PÉTER kutatási eredményeire alapoztuk.

TÖRÖK KÁLMÁN (1989) folyadékzárványok termometriai és barometriai vizsgálatával megerősítette és továbbfejlesztette az ÁRKAI PÉTER által kialakított metamorfózistörténet modelljét.

Elterjedés és település

A rendelkezésre álló adatok alapján a Görgetegi Kristályospala jelenleg kijelölhető határa északon a Közép-magyarországi vonal Kaposvár és Gyékényes közötti szakasza, délen a Dráva vonala Gyékényes és Felsőszentmárton között. Keleti határa elmosódó, bizonytalan: DK-en a Görcsönyi-hátság és az attól délre eső Dráva-mellék aljzatában a Görcsönyi Kristályospala formáció, mint közel álló rétegtani egység kapcsolódik hozzá. ÉK-en több száz km² területen semmi információnk nincs a medencealjzat földtani felépítéséről.

séről. Gneiszet és csillámpalát Somogyhatvan–Kaposfő vonaláig ismerünk. Távlabbi adatok (Vajta–3, Némekér–1, Dunaújváros–1) alapján feltételezzük, hogy a kristályospala körülöleli a mecseki gránit vonulatot.

Az általános csapásirány NyÉNy–KDK, a szlavóniai szigethegységeivel megegyező. BÉRCZI ISTVÁN szinhidrogén-kutatási tapasztalatai alapján, ezzel megegyező csapású és rá merőleges, ÉÉK vergenciájú pikkelyeződést is feltételez. Fúrómag vizsgálatok alapján általános elterjedésű a tektonizáltság, így a palásság is, amely gyakran meredek állású, gyakori a kataklázitosodás, ill. a milonitosodás. Helyenként 4000 m-t meghaladó neogén üledéktakaró borítja. Tektonikus árkokban jelentős a permokarbon molassz elterjedése.

Kőzetkifejlődés

A Dél-somogyi- és a Dráva-medence kristályospala aljzatát közepes fokú (almandin–amfibolit fáciesű) és kisfokú (zöldpala fáciesű) retrográd metamorfózissal felülbélyegzett polimetamorf képződmények: túlnyomórészt gneisz, alárendeltben csillámpala és kismértékben amfibolit, valamint gneiszből és csillámpalából képződött milonit és blasztomilonit alkotják.

A *gneisz* ásványos alkotóelemei: kvarc, plagioklász (oligoklász), muszkovit, biotit. Ritka a filloszilikátok közül csak biotitot tartalmazó gneisz. Viszonylag gyakori a gránát, kevesebb a staurolit. ÁRKAI PÉTER a Nagyatád Nagy–K–1 jelű fúrásból disztént, a Kutas Kut–2 jelű fúrásból pedig andaluzitot is meghatározott. JANTSKY BÉLA a Heresznye He–2 jelű fúrásból hipersztént említ (ez azonban még megerősítésre szorul).

A gneisz kőzetváltozatokkal szoros genetikai összefüggésben – a gneisznél kisebb mennyiségben – található *csillámpala* és *földpátos csillámpala*. Kőzetalkotó ásványaik megegyeznek a gneiszével, csupán kisebb (<20 súly%) földpát-tartalmukkal különböznek attól. A kvarc/filloszilikát arány erősen változó. Járulékos ásványuk a gránát, valamint a staurolit.

A kristályospala aljzat felépítésében alárendelt szerepű az *amfibolit*. Ásványos alkotóelemei: hornblende, plagioklász (oligoklász), kvarc, kevés biotit, gránát, epidot. [104]–[105]

A Görgetegi Kristályospalába jutott fúrásokat és a belőlük meghatározott kőzetfajtákat a 3. sz. táblázat foglalja össze.

Premetamorf kőzetfajták

A *gneisz* és *csillámpala*, valamint az ezekből keletkezett milonit és blasztomilonit túlnyomórészt *üledékes* kőzetfajtákból erednek minősítésként. Feltehetően változó arányú pelites–pszammitos, karbonátmentes üledékes kőzetfajtákból képződtek. Ennek bizonyítékai: a lekerekített, törmelékeny eredetű cirkon; a finomdiszperz metamorf szervesanyag; a pelites kőzetfajtákra jellemző Al-felesleg következtében képződött Al-dús szilikátok (gránát, staurolit); a kvarc–földpát–filloszilikát arány erős ingadozása; a kálicföldpát hiánya, ill. alárendelt szerepe; és a karbonátásványok hiánya az első metamorf ásványegyüttesben.

Az uralkodó mértékben üledékes eredetre vonatkozó következtetéseket a főelem geokémiai adatok is alátámasztják. A kőzetkémiai adatokat (4. táblázat) ACF–ÁKF háromszög–diagramokon ábrázolva (86), és azokat a főbb üledékes és magmás kőzetfajták WINKLER (1976, 1979) által meghatározott értéktartományaival (87) összevetve megállapítható, hogy a gneisz–csillámpala és az ezekkel rokon milonit–blasztomilonit kőzetfajták mintái – kevés kivétellel – a magmás trendtől távoli, tengeri karbonátmentes agyagnak és grauwackének megfelelő helyzetűek. Az *amfibolit* ugyanakkor a magmás differenciációs trend bazaltos részének megfelelő helyzetű, tehát nagy valószínűséggel *orto* eredetű.

A gneisz–csillámpala és a milonit–blasztomilonit kőzetfajták nyomelemtartalmának erős ingadozása (nem homogenizálódott jellege) is változatos összetételű üledékes eredetre utal.

Metamorf fejlődéstörténet

A gneisz és csillámpala, valamint az ezekből képződött milonit és blasztomilonit kimutatható első progresszív metamorfózisának ásványegyüttese: kvarc, plagioklász (oligoklász), muszkovit, biotit; ± gránát, staurolit, disztén, szillimanit, kálicföldpát. Ez az ásványegyüttes WINKLER besztását használva a közepes fokú metamorfózis

3. táblázat Görgetegi Kristályospalába hatolt fúrások a Dél-Somogyi- és a Dráva-medencében

(Árkai Péter adatai)		m tól-ig		(Szepesházy Kálmán adatai)		
Kutas	Kut-2	1947,0–1949,0	gneisz	Görgeteg–Babócsa		
Kadarkút	Kkút-2	1219,0–1223,0	milonit	GB-1	2008 m	csillámpala
Nagykorpád	Nko-2	2065,0–2067,0	csillámpala	GB-2	2170 m	muszkovit
Nagyatád	Nagy-K-1	3071,0–3073,5	csillámpala			csillámpala
	Nagy-K-1	3220,0–3222,0	gneisz	GB-3	2242 m	kétsillámú gneisz
Szenta	Szta-2	2682,0–2684,0	gneisz			
Somogyudvarhely	So-3	3001,0–3010,0	gneisz	GB-4	2079 m	csillámpala
Tarany	Tar-D-1	3011,0–3300,0	gneisz	GB-5	2364 m	gneisz
Vízvár	Viz-1	3291,5–3295,0	gneisz	GB-6	2300 m	gneisz
	Viz-1	3465,0–3566,5	csillámpala	GB-7	2050 m	szerpentinit
Rinyaújlak	Rúl-2	2720,0–2723,5	blasztomilonit	GB-8	1950 m	muszkovit-biotit
Görgeteg-Babócsa	GB-29	1908,0–2151,0	csillámpala			csillámpala
	GBK-9	2702,0–2705,0	gneisz	GB-9	2350 m	földpátos muszkovit
Barcs	B-Ny-3	4198,0–4200,0	csillámpala			csillámpala
Darány	Dar-Ny-2	2697,0–2700,0	amfibolit	GB-10	2113 m	földpátos muszkovit
	Dar-3	2976,0–2980,0	gneisz			csillámpala
Felsőszentmárton	Fel-1	3991,0–3993,2	gneisz	GB-11	1875 m	biotit–muszkovit
Sellye	Se-2	1798,0–1801,0	gneisz			csillámpala
	Se-2	1950,0–1952,0	gneisz	GB-13	2016 m	biotit–muszkovit
Cún	Cún-1	1969,5–1971,5	gneisz			csillámpala
(Jantsky Béla adatai)		m tól-ig		(MÁFI adatok)		
Jákó	Já-1	1548,5–1550,5	csillámpala	Somogyhatvan Sh-1		
	Já-1	1565,5–1615,0	muszkovit-gneisz	1184,5–1536,0 biotitgneisz		
Kutas	Kut-1	1465,0–1468,0	gneisz	Kutas Kut-3		
Kardoskút	Ka-2	1219,0–1223,0	csillámpala	1465,0–1479,0 gneisz		
			gneisz	Nagykorpád Nko-1		
Nagykorpád	Nko-1	2600,0–2604,0	gneisz	2600,0–2604,0 csillámpala		
			csillámpala	Darány Dar-Ny-1		
Somogyudvarhely	So-1	3159,0–3162,0	csillámpala	2625,0–2700,0 csillámpala		
			gneisz	gneisz		
Rinyaszentkirály	Ri-2	2497,5–2498,7	biotitos gneisz			
Rinyaújlak	Rul-1	2646,0–2800,0	paragneisz			
	Rul-2	2720,0–2800,0	csillámpala			
Csokonyavisonta	Csok-1	2360,0–2360,6	szerpentinit			
	Csok-1	2406,0–2409,0	gneisz			
	Csok-1	2499,0–2732,0	csillámpala			
Heresznye	Her-2	2482,5–2482,8	piroxénés (hipersztén) paragneisz			
Görgeteg-Babócsa	GB-27	2430,5–2431,5	amfibolit			

4. táblázat Polimetamorf kőzetminták kémiai összetétele (súly %-ban)
(Lefler J. és Hangyás Gy.)

	So-3	Viz-I	Tar D-1	Rul-2	GB-29	Dar Ny-2	Dar-3	Cun-1	Nagy K-1	Kkút-2
SiO ₂	63,05	65,82	54,79	60,98	73,66	46,30	74,73	74,09	68,28	61,91
TiO ₂	0,38	0,65	0,43	0,46	0,43	1,26	0,43	0,17	0,38	0,56
Al ₂ O ₃	16,16	15,00	10,26	14,93	12,25	12,80	11,68	11,32	12,66	16,61
Fe ₃ O ₃	2,22	3,02	4,27	2,23	0,86	4,27	1,61	1,45	3,69	2,09
FeO	3,75	2,18	5,70	2,53	3,05	9,66	2,44	1,13	1,49	3,74
MgO	2,81	3,34	5,05	3,87	2,17	10,34	1,60	1,28	1,77	3,57
MnO	0,09	0,23	0,23	0,12	0,16	0,44	0,25	0,08	0,17	0,23
CaO	0,96	1,82	3,72	1,81	0,44	6,98	1,96	0,48	1,39	0,62
Na ₂ O	2,21	3,01	1,33	2,16	1,10	3,86	2,75	0,64	1,60	3,59
K ₂ O	2,91	1,91	2,14	2,83	2,85	0,32	1,38	6,27	2,60	2,47
+ H ₂ O	1,80	2,43	2,36	2,24	1,42	1,81	0,82	2,02	1,79	2,37
- H ₂ O	0,00	0,04	0,16	0,21	1,30	0,40	0,08	0,28	0,07	0,12
CO ₂	2,62	0,48	9,78	4,88	0,86	0,83	1,03	0,00	4,32	1,40
P ₂ O ₅	0,24	0,15	0,09	0,22	0,06	0,19	0,23	0,14	9,11	0,16
Összesen:	99,20	100,08	100,31	99,47	100,61	99,46	100,99	99,35	100,32	99,44

egész tartományát felöleli: a *közepes nyomású, BARROW-típusú sorozat almandin-amfibolit fáciesébe* (annak staurolit-almandin és disztén-almandin-muszkovit alfáciesébe) tartozik. A metamorf fokot jelző ásványok közül leggyakoribb a gránát, ritkább a staurolit; a disztén és a szillimanit csak egy-egy mintában fordult elő. Asszociációik: gránát, gránát-staurolit, gránát-staurolit-disztén, gránát-staurolit-szillimanit.

WINKLER (1976, 1979) metapelitekre vonatkozó reakció-izográdnál rendszere alapján az első progresszív metamorfózis hőmérséklet-intervalluma ~560–620 °C, nyomása ($P_{H_2O} = P_S$) > 6 kbar értékűnek valószínűsíthető.

Az amfibolit progresszív metamorf ásványegyüttese: hornblende, plagioklász (oligoklász), kvarc, biotit, gránát, epidot. A metamorfózis hőmérséklete a „hornblende-in” és az „An₁₇ + hornblende” izográdnál közötti (~500–520 °C) lehetett, ami valamivel kisebb, mint a gneisz-csillámpala kőzetfajtákra becsült érték.

A gneisz-csillámpala és az amfibolit képződményekre alkalmazott két független (plagioklász-

biotit-gránát-muszkovit, illetve amfibol-plagioklász) termobarométer alapján az első progresszív esemény 17–27 °C/km termikus gradiensű rendszerben ment végbe (510–600 °C/5,9–8,9 kbar).

A mintákban (egy-két bizonytalan kivételtől eltekintve) anatektikus vagy K-metaszomatikus migmatitosodás nyomai nem voltak kimutathatók. Jellemző és általános viszont a plagioklász (oligoklász) blasztézis: a kvarc, biotit, muszkovit és gránát gyakran reszorbeált zárványait tartalmazó plagioklász-poikilblasztok képződése.

Az andaluzit lokális jelenléte azt jelzi, hogy korlátozott kiterjedésű részekben, a BARROW-típusú metamorf eseményen kívül egy másik, >34 °C/km (*kis nyomástartományú amfibolit fáciesű metamorf hatás* is érte a Görgetegi Kristályospalát. Miután az andaluzit reszorbeált staurolit zárványokat tartalmaz, feltehető, hogy az andaluzitos típusú, kis nyomástartományú felülbélyegzés egy későbbi tektonofázisban történt.

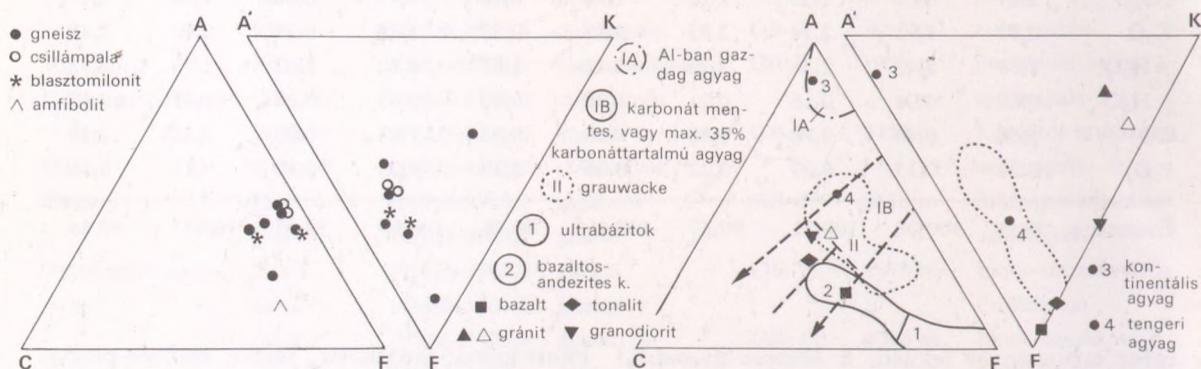
Az előbbieknél fiatalabb a *retrográd metamorf szakasz*. Általános jellemzője, hogy kis hőmérsékletű volt (a 450 °C hőmérsékletű biotit izográdot

sehol sem érte el. Az anchizónának és az epizóna klorit zónájának megfelelő, kb. 200–400 °C hőmérsékletű lehetett). Kvarc, szericit, klorit, kalcit, sziderit, dolomit összetételű ásványegyüttese általában nem vagy csak nehezen különböztethető meg a későbbi (felszíni, felszínközeli) mállási folyamatok termékeitől. A retrográd metamorfózis a muszkovit b_0 rácsparaméter átlaga alapján ($\bar{x} = 8,996 \text{ \AA}$, $n = 3$) kisnyomású körülmények között zajlott le. A karbonátásványok gyakorisága alapján a retrográd metamorfózis fluid rendszerében a H_2O mellett a CO_2 is jelentős szerepet játszott. A retrográd metamorfózishoz, időben azt

némileg megelőzve, helyenként kataklasztos metamorfózis (milonitosodás) kapcsolódott.

A közepes nyomású amfibolit fáciesű (A), a kisnyomású amfibolit fáciesű (B) és a kis hőmérsékletű retrográd metamorf (C) szakasz kronológiai besorolását – izotópgeokronológiai adatok hiányában – csak távolabbi analógiák alapján kísérelhetjük meg. Jelenlegi ismereteink szerint a következő alternatívával számolhatunk:

1. kaledóniai (A) – hercini (B) – hercini és/vagy alpi (C),
2. bajkái (cadomi) (A) – hercini (B) – hercini és/vagy alpi (C).



86 Görgetegi Kristályospala kőzetminták eloszlása ACF és AKF háromszögdiagramon (Árkaí P.)

87 A fő kőzettypusok eloszlása ACF és AKF diagramon (Winkler 1976)

Táblamagyarázatok [104]–[105]

[104] A Görgetegi Kristályospala kőzetváltozatai I. (ÁRKAÍ P.)

- A Szinkinematikus staurolit és biotit szemcsék gneiszben, Somogyudvarhely So-3 jelű fúrás 3001,0–3010,0 m, 1N, 40x
- B Staurolit és disztén gneiszben Nagyatád Nagy-K-1 3071,0–3073,5 m, 1N, 40x
- C Staurolit és biotit zárványos andaluzit gneiszben, Kutas Kut-2 1947,0–1949,0 m, 1N, 80x
- D Amfibolit szöveti képe Darány Dar-Ny-2 2697,0–2700,0 m, 1N, 40x

[105] A Görgetegi Kristályospala kőzetváltozatai II. (ÁRKAÍ P.)

- A Gránátos, staurolitos muszkovit-biotit pala Görgeteg-Babócsa GB-29 1908,0–1911,0 m 1N, 40x
- B Reszorbeált biotit zárványokat tartalmazó plagioklász poikiloblaszt csillámpalában GB-29 1908–1911 m, +N, 40x
- C Gneisz eredetű blasztomilonit muszkovit porfiroblasztokkal Kadarkút Kkút-2 1222,0–1223,0 m, +N, 40x
- D Fillonitos blasztomilonit Rinyaújlak Rul-3 2719,0–2723,0 m, +N, 40x



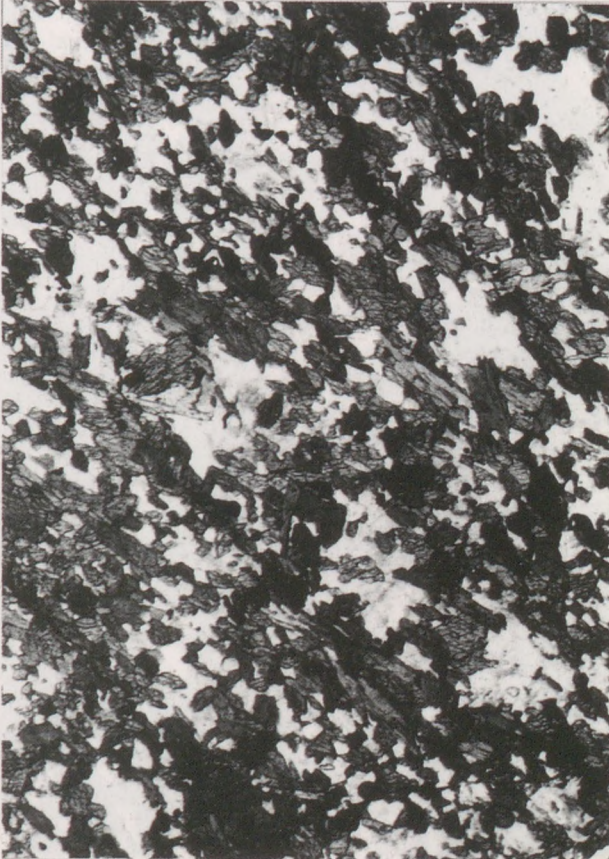
A



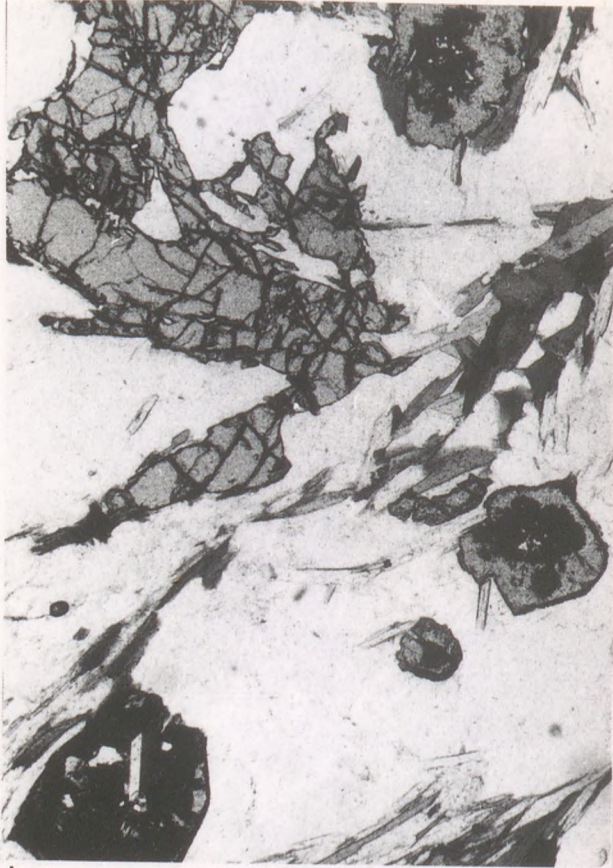
B



C



D



A



B



C



D

Irodalomjegyzék

Görgetegi Kristályospala

- ÁRKAI PÉTER 1984: Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy-Drava Basin (Southwestern Transdanubia, Hungary). – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 26/2, pp. 129–153.
- ÁRKAI PÉTER – NAGY GÉZA – DOBOSI GÁBOR 1985: Polymetamorphic evolution of the South-Hungarian crystalline basement, Pannonian Basin: geothermometric and geobarometric data. Acta Geol. Hung., 28/3–4, pp. 165–190.
- BALÁZS ENDRE 1968: A dél-dunántúli metamorf és mélységi magmás képződmények genetikája és elterjedése a szénhidrogén-kutató fúrások alapján. – Kőolaj- és Földgázbányászati Ipari Kutató Laboratórium Műsz. Tud. Közl. pp. 51–55.
- BALÁZS ENDRE 1983: Untersuchung der metamorphen Faziesgürtel in Transdanubien. – Anu. Inst. geol. geofiz. 61, pp. 9–14.
- FÜLÖP JÓZSEF – DANK VIKTOR et al. 1987. Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. – Földt. Int. Kiadv.

- JANTSKY BÉLA 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. – Földt. Int. Évk. 60.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – ÁRKAI PÉTER et al. 1976: Map of metamorphites of the Carpatho-Balkan-Dinaride area. – CBGA, Közp. Földt. Hiv., MTA Geol. Kut. Lab., Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – JUHÁSZ ÁRPÁD – BALÁZS ENDRE 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, pp. 27–34.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1976: Barrow type metamorphism in the crystalline basement of Southeast Transdanubia. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 20/1–2, pp. 47–61.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1958: A Magyar-medence aljzatának kristályos kőzetei. III. A Mecsek hegységtől Ny-ra elterülő kristályos övezet. – Kézirat, OKGT Adattár.
- TÖRÖK KÁLMÁN 1989: Fluid inclusion study of the gneiss from the borehole Nagyatád K-11, SW Transdanubia (Hungary). – Acta Mineral. Petrogr. Szeged, 30, pp. 115–126.

Görcsönyi Kristályospala formáció

A Mecsek-alja tektonikai öv Pécs–Szigetvár közötti szakasza és a Dráva folyó közötti terület kristályospala medencealjzatának képződményei sorolhatók a Görcsönyi Kristályospala formáció kategóriába. A Görgetegi Kristályospalával elválaszthatatlanul, szorosan összefügg. Különálló tárgyalását a Görcsönyi Kristályospala sajátosságai indokolják:

- az epimetamorf képződmények nagyobb aránya és nagyobb változatossága,
- eltérő képződményként eklogit, márvány és metamorf mészsilikát betelepülések,
- szerpentin test közbeiktatódása,
- a migmatitosodás megjelenése.

A települési viszonyok a Görgetegi formációéhoz hasonlóak; az uralkodó csapásirány NyÉNy-KDK. Különbség csak a Görcsönyi-hátság kiemelt helyzetében van.

Megismeréstörténet

A földtani megismerés története a pécsi vízmű tortyogói és tuskésréti fúrásaival, valamint a Görcsönyi-hátság kristályospala aljzatát feltáró

Gyód-1, Keszü-1 fúrások lemélyítésével, ill. azok VADÁSZ ELEMÉR általi megemléítésével (1960) kezdődött.

1962-ben JÁMBOR ÁRON a Tésény-1 jelű fúrás rétegsorát publikálta.

1969-ben RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA eklogitot írt le a Görcsönyi-1 jelű vízkutató fúrás rétegsorából.

SZEDERKÉNYI TIBOR sokoldalúan foglalkozott a Görcsönyi Kristályospalával. Átfogó tanulmányt készített a délkelet-dunántúli ópaleozoós képződmények ritkaelem tartalmáról (1974). Alapvető jelentőségű a „Barrow-típusú metamorfózis a DK-Dunántúl kristályos aljzatában” c. munkája (1976), amely jelen fejezet megírásához is alapul szolgált. Tanulmányt publikált a kristályospala amfibolitjainak eredetéről (1983).

JANTSKY BÉLA az 1979-ben megjelent mecseki gránit monográfiájában, ÁRKAI PÉTER pedig a Dél-Somogy és a Dráva-medence kristályospala aljzatából származó fúrómagok vizsgálati eredményeit összefoglaló munkájában (1984) közölt figyelemreméltó adatokat Görcsönyi formációt feltáró fúrásokról.

Földtani kifejlődés

A Görcsönyi Kristályospala megismerését víz-, szénhidrogén-kutató- és geofizikai ellenőrző fúrások, valamint geoelektromos (ellenállás és tellurikus), szeizmikus refrakciós, aeromágneses és aerogamma mérések tették lehetővé. Az aeromágneses adatokból a metamorf tömeg NyÉNy-KDK-i orientációja is megállapítható volt. A metamorf zónásság csapása is ezzel az iránnyal megegyező. A földtani felépítés áttekintését a csapásirányra merőlegesen tárgyaljuk. [106]

A Cún-1 jelű fúrásban 1969,5–1971,5 m között feltárt *gneisz* sajátossága – a Görgetegi Kristályospalában általánosan elterjedt oligoklásszal szemben – a nagy káliföldpát tartalom. Koptatott cirkon tartalom alapján, üledékes eredetű kristályospala migmatitosodására gondolhatunk.

A Felsőszentmárton Fel-1 jelű szénhidrogén-kutató fúrás 3919,5 m-től 3993,5 m-ig hatolt kristályospala aljzatba. A kőzetanyag közel függőlegesen palás *kovásodott gneisz*, amely diaforézis során kloritosodott és kovásodott biotitgneisz lehet. Viszonylag kis mennyiségű oligoklász tartalmaz. A biotit muszkovittá vagy klorittá alakult.

Az Okorág OK-2 jelű fúrással feltárt medencealjzat 1357 és 1398 m közötti részéből SZEDERKÉNYI TIBOR progresszív metamorfózissal keletkezett sötétszürke *kloritpalát*, a Sellye S-1 jelű fúrás 1932 és 1954 m közötti szakaszából pedig enyhén *muszkovitos-kloritos metahomokkővet* határozott meg. Az utóbbiból JANTSKY BÉLA *diaforitos*, *porfiroblasztos szemes* gneiszet említ.

A Kisdér K-1 jelű geofizikai ellenőrző fúrás (= Rádfapuszta Rá-1) 128,7 és 136,3 m között *muszkovit-biotit palát* tárt fel. Hasonló kifejlődésű a Baksa B-1 vízkutató fúrással feltárt kristályospala is. Középszürke, erősen gyúrt képződmény, meredek állású palássággal. Vékonycsiszolatban kvarc-oligoklász-(ortoklász)-muszkovit-biotit-almandin ásványasszociáció figyelhető meg. Járulékos ásványok a turmalin, apatit, magnetit és klorit. Az ortoklász esetenkénti nagy mennyiségét SZEDERKÉNYI az eredeti kőzet maradványának ítélte.

A Központi Földtani Hivatal 1978–79-ben földtani alapszelvény létesítésének szándékával mélyítette a Baksa-2 jelű kutatófúrást, amelynek

sokoldalú, részletes anyagvizsgálatát SZEDERKÉNYI TIBOR végezte (88). Megállapította, hogy a metamorfózis előtti kőzettömeg főleg grauwacke és argillit rétegek váltakozásából állt; karbonátos rétegtagokkal, valamint bázisos vulkáni láva és tufa betelepülésekkel.

Az M_1 metamorf fázis, a pelites-pszammitos képződményekből gránát, staurolit, disztén és sillimanit indexásványokat tartalmazó gneiszet és csillámpalát hozott létre, kevés ortoklásszal. A karbonátos kőzetek átalakulása során diopszid keletkezett, a bázisos vulkanitok esetében pedig hornblende és andezin-labradorit típusú plagioklász képződött. Az M_1 regionális metamorfózis hatására keletkezett az S_1 palásság, amely ma is uralja a kőzet struktúráját. Az átalakulás 630–650 °C hőmérsékleten és 5–7 kbar nyomáson mehetett végbe.

Az M_2 metamorf szakasz retrográd jellegű volt, laterálszekréciós kvarc keletkezésével és albitosodással.

Az M_3 progresszív metamorf szakasz 400–410 °C hőmérsékleten és 3–4 kbar nyomáson ment végbe. Jellemző rá a második generációs biotitok képződése és az S_1 palássággal szöveget bezáró S_2 palásság kialakulása. A biotit indexásvány mellett alárendelten második generációs gránát is előfordul.

Az M_4 fázis későorogén aplit benyomulásával kapcsolatos kontaktmetamorfózis, amely a karbonátos kőzetekben néhány cm vastagságú, grosszularit és diopszidot tartalmazó, piroxén-szaruszirt és hornblende-szaruszirt zónát hozott létre. Jelentős epidotosodás kísérte.

Az M_5 -ös retrográd metamorf szakasz zöldpala fáciesű diaforézist jelent, amelynek során a gránát és a biotit klorittá, a hornblende aktinolitá, tremolitá (egy részük klorittá), a staurolit és a földpátok szericitté alakultak.

A Tésény T-1 jelű fúrással 154 és 165 m közötti mélységben *biotitpalával* és *biotitgneisszel* változó *biotit-amfibol gneiszt* harántoltak. A három kőzettípus jellegzetes ásványai:

biotitgneisz: kvarc, oligoklász, káliföldpát, biotit, gránát, szillimanit;

biotitpala: kvarc, oligoklász (káliföldpát), biotit, muszkovit, gránát, disztén, szillimanit;

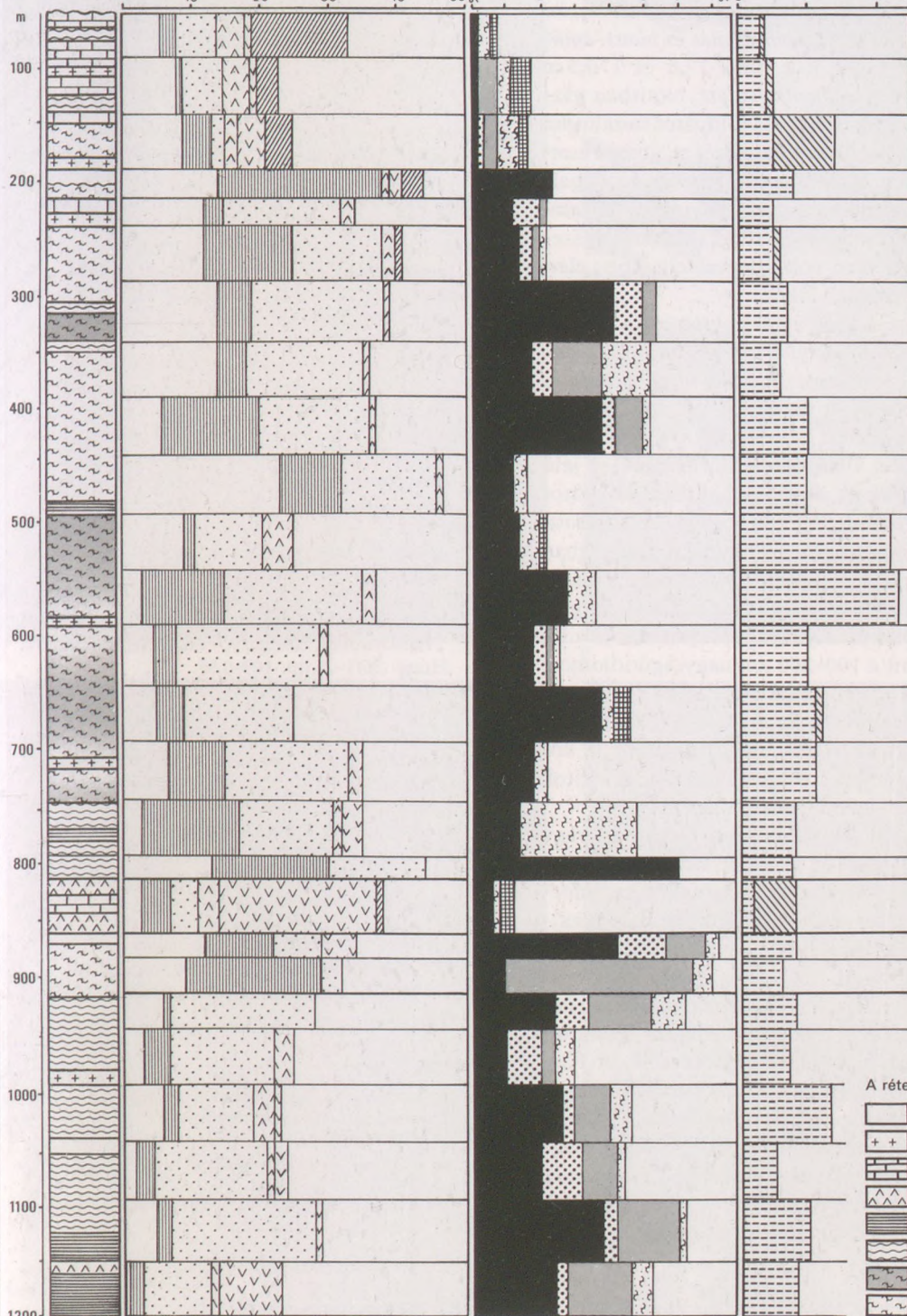
biotit-amfibol gneisz: kvarc, plagioklász, or-

Kvarc, földpát, csillám, epidot, amfibol, kalcit

Gránát, staurolit, disztén, szillimanit, diopszid

Klorit, dolomit

0 10 20 30 40 50 ‰ 1 2 3 4 5 6 ‰ 0 10 20 ‰



Felső márvány rétegcsoport

Kloritos két-csillámú gneisz

Az ásványos összetétel jelkulcsa:

- Kvarc
- Földpát
- Csillám
- Epidot
- Amfibol
- Kalcit
- Gránát
- Staurolit
- Disztén
- Szillimanit
- Diopszid
- Klorit
- Dolomit

Alsó márvány rétegcsoport

Óriásgránátos kétcsillámú gneisz

Óriásgránátos kétcsillámú pala

A rétegoszlop jelkulcsa

- Kloritpala
- Aplit
- Márvány
- Amfibolit
- Kloritos csillámpala
- Kétcsillámú pala
- Kloritos gneisz
- Kétcsillámú gneisz

88 A Baksa-2 jelű fúrás rétegsora és ásványtani vizsgálatának adatai (Szederkényi T.)

toklász, biotit, amfibol, gránát, szillimanit (epidot).

A Gyód Gy-3 jelű fúrás 108 és 147 m között *gyengén migmatitosodott biotitpalát és biotit-amfibol gneiszt*; a Gy-4 jelű fúrás 77,8 és 170,5 m között erősebben *migmatitosodott*, biotitban gazdag, nagy mennyiségű vörös földpátot tartalmazó gneiszt harántolt. Az eredeti kőzet az utóbbi esetben feltehetően kétcstillámú gneisz és biotitpala volt. A Görcsönyi-hátság kristályospala aljzatában a migmatitosodás – jelenlegi ismereteink szerint – ezen a helyen volt a legerőteljesebb; eléri a „réteges migmatit” fokot.

A Görcsönyi-hátság északi peremén, a Pellérd és Keszű között mélyített vízkutató fúrásban 408,8 m alatt, 13 m vastagságban *aktinolitpala és amfibolit* váltakozását tárták fel.

Sajátos kőzetfáciest képvisel a RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA által 1969-ben a Görcsöny G-1 jelű fúrásból leírt *eklogit*. A jellegzetes porfiroblasztos szövetű kőzetminta 133,4 m-ből származott. A zöldesszürke finom szemcsés alapanyagban 1 cm-nél nagyobb rózsaszínű gránát porfiroblasztok voltak. Az alapanyag diopszidból, plagioklászból és amfibol kristályokból épült fel. Járulékos ásványként a 100–200 µm nagyságú idiomorf rutil volt megfigyelhető. Alárendelten apatitot és cirkont is tartalmazott. Az eredeti fő ásványtartalom teljes mértékben szimplektitté alakult. A kőzet eredeti ásványtársulását a szerző az eklogitok omfacit-gránát-kvarc típusába sorolta.

A mecseki eklogit feltehetően bazaltból, vagy gabbróból fejlődött ki granulit faciesben, amint azt a maradvány ásványok tanúsítják. Lencseformájú eklogit előfordulhat erőteljesen gyúrt, extrém P–T feltételek mellett, nagy mélységű orogén övben.

A Görcsönyi formáció ásványasszociációi nagyobbbrészt pelites eredetű üledékek BARROW-típusú metamorfózisa révén keletkeztek. A Kisdér-1 jelű fúrás biotit-muszkovit palája, biotitpalája és csillámgneisz pszammitos eredetű; a tése nyi és a gyódi amfibolgneisz pedig bázisos magmás képződmények átalakulásából származik. A Görcsönyi formáció területén a gránitosodás is aktív volt (mikroklínképződés).

Irodalomjegyzék

Görcsönyi Kristályospala formáció

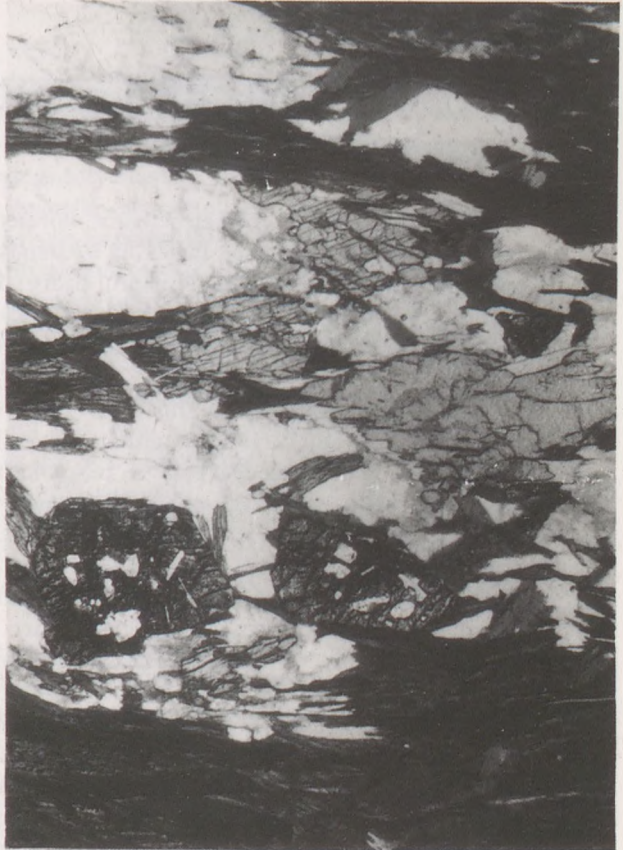
- ÁRKAI PÉTER 1984: Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy-Dráva Basin (Southwestern Transdanubia, Hungary). – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 26/2, pp. 129–153.
- BARABÁS ANDOR – JÁMBOR ÁRON – SZÉNÁS GYÖRGY et al. 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység geofizikai kutatásának eredményei. – MÁELGI Évk. 1.
- JANTSKY BÉLA 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. – Földt. Int. Évk. 60.
- JÁMBOR ÁRON 1962: A Téseny-1. sz. fúrás földtani eredményei. – Földt. Közl. 92/4., pp. 458–459.
- RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA 1969: Eclogite from the Mecsek Mountains, Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, pp. 315–322.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1975: A Délkelet-Dunántúl ópaleozoos képződményeinek ritkaelem-kutatása. – Kandidátusi értekezés.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1976: Barrow type metamorphism in the crystalline basement of Southeast Transdanubia. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 20/1–2, pp. 47–61.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. Acta Mineral. Petrogr. Szeged 23/1.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1983: Origin of amphibolites and metavolcanics of crystalline complexes of South Transdanubia, Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 26/1–2, pp. 103–136.
- SZEDERKÉNYI TIBOR – ÁRKAI PÉTER – LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1991: Crystalline groundfloor of the Great Hungarian Plain and South Transdanubia, Hungary. – Serbian Acad. Sci. and Arts. Acad. Conf. 4. pp. 261–273.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana 2. (átdolgozott) kiadás. – Akadémiai Kiadó.
- VÁRSZEGI KÁROLY 1978: Série cristalline de Görcsöny. In Fülöp J. (Ed.): Lexique stratigraphique international. Vol 1. Europe. Fasc. 9. Hongrie. (pp. 223–224). – Centre Nat. de la Rech. Sci.
- WEIN GYÖRGY 1973: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L-34-XIX. Mohács (Prekambrium?). – Földt. Int. Kiadv.

Táblamagyarázat

- [106] A Görcsönyi Kristályospala néhány litofáciése a Baksa-2 jelű fúrás rétegsorából (SZEDERKÉNYI T.)
- A Szillimanitpala; a sötét elegyrészek biotitok 510,3 m, 1N, 125x
- B Disztén, gránát és kétgenerációs biotitok kétcstillámú gneiszben 290,8 m, 1N, 52x
- C Márvány és sávós mészsilikát, közöttük vékony aplit ér 57,8 m, term. nagys.
- D Mészsilikát szaruszirt (epidot, kalcit, diopszid), 173,4 m, 1N, 52x



A



B



C



D

Kristályospala medencealjzat a Dél-Dunántúl keleti részén

A földtani megismerésben jelentős előrelépést jelent, hogy kutatófúrások tárták fel a kristályospala medencealjzatot a Dél-Dunántúl eddig ismeretlen területein, és azok mintaanyagát LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI korszerű vizsgálattal minősítette.

A Villányi-hegységben a Diósvizlő Dv-3 és a Csarnóta Cs-1 jelű fúrások tektonikus helyzetben (pikkelyes közbeékelődésként) a permokarbon összleten belül határoltak gneisz rétegszakaszokat. A Dv-3 jelű fúrás a felsőkarbon Tésenyi formáció és az alsóperm Korpádi Homokkő között (1068–1144 m-ig) kataklázitosodott, hidrotermálisan bontott muszkovitgneiszet tárt fel. A Cs-1 jelű fúrás 434 m-ig alsótriász Jakabhegyi Homokkővet, 434–458 m-ig alsóperm Korpádi Homokkővet, 458 és 632 m között gneiszet (tektonikusan becsípott fekete agyagkő foszlányokkal), majd 632 és 700 m között felsőkarbon fekete agyagpalát, és végül egy maghiányos szakasz után 728 m-től az 1267,0 m-es talpig alsóperm Korpádi Homokkővet harántolt. A Villányi-hegység permokarbon–kristályospala aljzatának pikkelyes felépítése összhangban van a mezozoós összlet szerkezeti jellegével. A Máriagyűd Mgy-1 jelű fúrás alsóperm Korpádi Homokkő alatt 1434 m-ben jutott ortogneiszbe, amiben 1702 m-ben állt le. A Dél-Dunántúlon az ortogneisz kivétel.

A Nagykozár Nk-2 jelű fúrás Pécestől DK-re 1952,1–2002,0 m mélységben, Korpádi Homokkő formáció alatt előbb csillámpalát, majd muszkovit–biotit gneiszet tárt fel.

A Fazekasboda–Mórággyi-hegységtől D-re és DK-re a Máriakémeánd MK-3, a Somberek Smb-1 és a Bata Bt-3 jelű fúrások is amfibolit fáciesű, polimetamorf kristályospalát tártak fel. A Mk-3 jelű fúrás Korpádi Homokkő alatt 2448,5–2453,1 m között muszkovit–biotit gneiszet; a Smb-1 jelű fúrás Gyűrűfűi Riolit alatt 2257,1 m-től 2277,5 m-ig muszkovit–biotit gneisz és amfibolgneisz váltakozását; végül a Bt-3 jelű fúrás Gyűrűfűi Riolit alatt 1022,6–1063,0 m között biotitgneiszet és gránátos amfibol–biotit gneiszet harántolt.

A felsorolt fúrásokban elterjedt a dinamometamorf felülbélyegzés (milonitosodás, kataklázitosodás). Retrográd jelenségek is gyakoriak.

A Dél-Dunántúl ÉK-i részén, a korábban lemélyült Dunaújváros Szt-1 jelű fúrás által 952,0–1016,0 m között feltárt csillámpala után, újabb fúrások (Vajta V-3 és Németkér Nk-1) korszerűen megvizsgált mintaanyaga bizonyítja a kristályospala alaphegység korábban feltételezett-nél nagyobb elterjedését.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI – olasz kollégákkal – a Vajta V-3 jelű fúrással 1189,9–1295,0 m között feltárt csillámpala és gneisz rétegsorban két eltérő genetikájú metamorf indexásvány együttest talált:

- az idősebb almandin–staurolit–biotit–disztén, ill. disztén–biotit–staurolit együttest,
- és a fiatalabb andaluzit–biotit együttest; helyenként idősebb gránatkristályokkal, valamint nagy muszkovit lemezek kialakulásával idősebb diszténkristályok körül. A gránatkristályok körül helyenként megfigyelhető, rendkívül vékony, spessartinban gazdag szegélyek feltehetően szintén ehhez az ásványegyütteshez sorolhatók.

Mindezek alapján Barrow-típusú, amfibolit fáciesű, staurolit és disztén zónájú metamorfózisra következtettek, amelyet később kis nyomású, Abukuma típusú, amfibolit fáciesű metamorf esemény követett; mindkét esetben alacsony hőmérsékletű, vízben gazdag retrográd utóhatással. A fiatalabb metamorfózist a hercini orogenezishez tartozónak tekintik. Ez a metamorf történet véleményük szerint a Tiszai nagyszerkezeti egység egészére jellemző lehet.

A Németkér Nk-1 jelű fúrás 1952,1-től 2000 m-ig hatolt csillámpala betelepüléseket tartalmazó gneisz aljzatba. Az ásványos összetétel kvarc, plagioklász, kálföldpát, biotit, muszkovit (gránát, bontott amfibol és staurolit, bizonytalan sillimanit), amelyet retrográd átalakulás követett (biotit → klorit, gránát → klorit, staurolit → muszkovit, sillimanit → muszkovit).

Jelen fejezetben tárgyalt képződmények litosztratigráfiai besorolását nyitottnak tekintjük.

A polimetamorf kristályospala medencealjzat további beható tanulmányozására, a fejlődéstörténet és a regionális tagolás továbbfejlesztésére és szélesítésére van szükség a jó megoldás érdekében.

Irodalom

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1985: Összefoglaló jelentés a dél-dunántúli metamorfitek vizsgálatáról. – Kézirat, Földt. Int. Adattár.

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI–MAZZOLI, C.–VISONÁ, D. 1989: Contrasting mineral assemblages in polymetamorphic rocks from South Transdanubia (Hungary). – Eur. J. Mineral. 1, pp. 143–146.

Gyódi Szerpentinit formáció

Megismeréstörténet

VAJK RAUL (1942) a helesfai, gyódi és a Várdomb–Decs környéki mágneses maximumokat eltemetett bázisos vulkáni képződményeknek tulajdonította.

Az anomáliák pontosabb geofizikai megkutatása, majd geofizikai ellenőrző fúrásokkal történő feltárása a mecseki hasadóanyag-kutatással volt kapcsolatban.

BARANYI ISTVÁN (1960) vezetésével 25 000-es méretarányú mágneses anomália felvétel és térkép készült a helesfai és a gyódi anomáliáról, melyekről kiderült, hogy a felszín alatt kis mélységben, a medencealjzat részét képező, közel függőleges településű közzettetek.

1961–62-ben kutatófúrásokat telepítettek a mágneses hatók közzettani kifejlődésének megismerésére. JÁMBOR ÁRON és SZEDERKÉNYI TIBOR (1962) a fúrómagok vizsgálata alapján Helesfán kataklázos gránitban elhelyezkedő szerpentinitet, Gyódon kristályospalába ékelődő, változó mértékben szerpentinesedett ultrabázitot (piroxenitet) határoztak meg.

Az ófalu szerpentinit megismerése GHANEM, M. A. E. A. és RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA (1969) vizsgálati eredménye. A szerpentinitet magmás eredetű ultrabázit átalakulási termékének tekintették.

A komplex légigamma és légimágneses mérésorozat meglepő eredménye volt, hogy a gyódi és a helesfai szerpentinesedett ultrabázitoknak nincs mélységi folytatásuk.

A helesfai és a gyódi szerpentinit ásványtani vizsgálatát ERDÉLYI JÁNOS végezte el (1974) röntgendiffraktométeres és derivatográfias módszerrel, valamint teljes közzetelemzés, színképelemzés és mikroszkópi vizsgálat alkalmazásával. Megállapította, hogy a helesfai szerpentinit fő tömegében lizardit. A klinokrizotil csak a felső szintekben jut túlsúlyra. Ugyanitt általánosan kimutatható a drávit is (Mg turmalin). Jelenléte kontakt-metamorfózisra utal. A mélység felé növekvő mennyiségű magnetit (6 %-ig) az olivin átalakulásából származik. Kimutatta, hogy a gyódi és az ófalu szerpentinitben is uralkodó ásvány a lizardit.

A szerpentinit előfordulások, bár eltérő felépítésű szerkezetföldtani egységekhez tartoznak, ugyanazon formációba sorolhatók; szilur időszak és eugeozinklinális magmatizmus képviselői, állapította meg 1974-ben SZEDERKÉNYI TIBOR. Ezzel JANTSKY BÉLA is egyetértett (1974, 1979).

Az Ófalu aranyos-völgyi szerpentinit közzettani-geokémiai vizsgálatát SZEDERKÉNYI TIBOR (1977), majd GHONEIM, M. F. és SZEDERKÉNYI TIBOR (1979) végezték el.

BALLA ZOLTÁN (1983) az ófalu, helesfai és gyódi szerpentinit harzburgit eredetét hangsúlyozta. Megítélése szerint a dél-dunántúli szerpentinitek óceáni, köpenyeredetű harzburgit-dunit kifejlődésűek („alpi típusú ultrabázitok”). A szilur-devon óceán záródását – szubdukcióját – követő felsődevon–alsókarbon kontinens-szigetiv kollízió és alátolódás, majd ezt követő poszt-kollíziós termikus–izosztatikus kiegyenlítődés révén kerültek mai helyükre.

Földtani kifejlődés

Geofizikai mérésekkel kimutatott, majd kutatófúrásokkal, ill. Ófalunál felszíni kibontással feltárt szerpentinit testeket Gyód, Helesfa és Ófalu mellett ismerünk. Tektonikus érintkezéssel, „gyökér nélkül” kiékelődve, a metamorf palátság csapásához igazodva települnek az őket befogadó

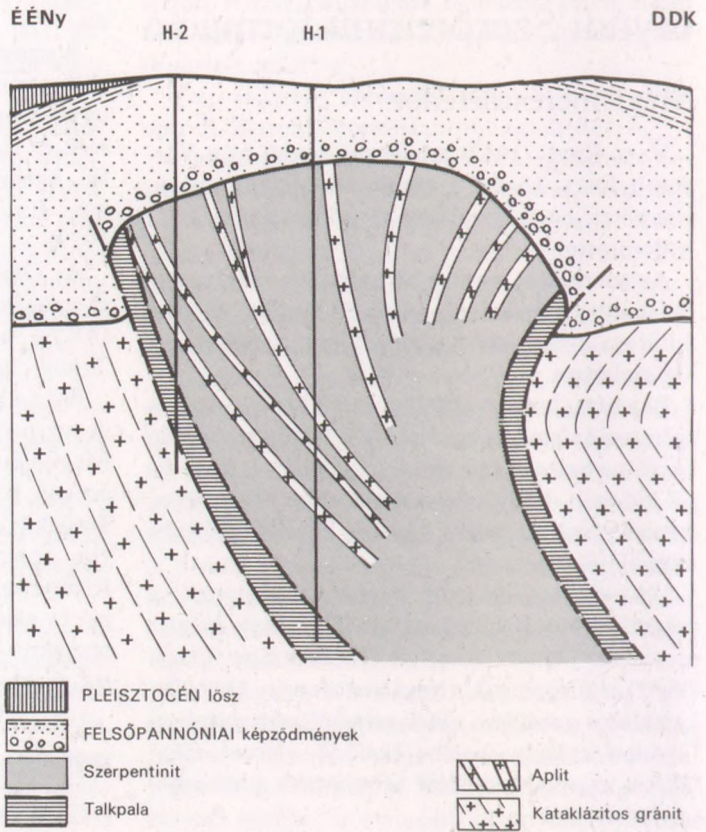
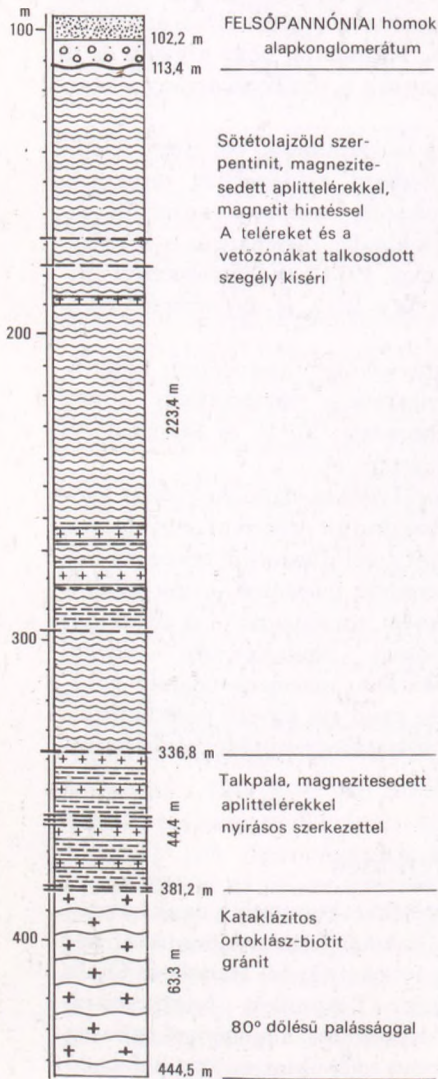
paleozóos képződményekben. Kőzettani kifejlődésük és a befogadó képződmények eltérései ellenére indokoltnak tartjuk a keletkezésük azonosságára vonatkozó vélemény és az ugyanazon rétegtani kategóriába való besorolásuk fenntartását.

A helesfai szerpentinit a községtől déli irányban, a perm-triász boltozat tengelyzónájában, KÉK-NyDny csapású, 65°-70° DDK - i dőlésű településsel, 5-6 km hosszúságban és mintegy 600 m vastagságban nyomozható. Tektonikus érintkezéssel kataklázos-milonitos gránitban található, a mélység felé kiékelődő alakban (89).

Két, végig magfúrással mélyített kutatófúrás

tárta fel. A Helesfa He-2 jelű fúrás 110 m negyedidőszaki és felsőpannóniai rétegsor után mintegy 170 m valódi vastagságban szerpentinitet, majd 20 m vastagságban talkpálát harántolt, ezután kataklázitosodott-milonitosodott gránitban állt le (90). A He-1 jelű fúrás mintegy 500 m-t haladt szerpentinitben, majd talkpálába jutott, és abban is állt le.

A tömeges szerpentinit sötétzöld, irányítottság nélküli, szívós kőzet. Vékonycsiszolatokban jellegzetes hálós szerkezetet mutat. A „háló” apró klinokrizotil kristályok tömegéből, középső részén szerkezet nélküli vagy sugaras lizarditból áll,



89 A Helesfa H-1 és H-2 jelű fúrásokkal feltárt szerpentinit

90 A Helesfa H-2 jelű fúrással feltárt képződmények

amely eredetileg olivin szemcse volt és szerpentinesedett. Az apró kromit szemcsék és az olivin átalakulásából származó magnetit mellett pirit és kalkopirit, a vékony kőzetrepedésekben tús millerit és krizotil található. A rétegsorban található drávit (Mg-turmalin) és diopszid utólagos hőhatást tükröznek.

Tömeges szerpentinit csak a szerpentinesedett ultrabázit központi részében található. A peremek felé egyre inkább a „nyírt szerpentinit” válik uralkodóvá. Ez világos színű, hálós szerkezete eltorzult, esetenként sávós, kaotikus fonalhálózatú alakult. A nyírással párhuzamos hajszálérhálózatot magnezit, kova, néha dolomit tölti ki, hintett szulfidásványokkal (millerit, kalkopirit).

A szerpentinit és a gránitos mellékkőzet között, erősen tektonizált zónában, a monomineralikus talkpalától a nyírt szerpentinitig változó összetételű „szerpentinitperemi” szegélyfácies alakult ki, 20 m-nél nem nagyobb vastagságban. Jellemző ásványtársulása: talk, lizardit, dolomit, magnezit, (klorit).

A szerpentinitet is, a talkpalát is számos, néhány m vastagságú, fehér színű, aplit-mikrogránit telér harántolja, a befogadó kőzet palásságával megegyező helyzetben. A fehér szín metasomatikus hatás eredménye, amely a kőzet metázes elegyrészeit magnezittel helyettesítette. Az érintkező szerpentinit részek 20–25 cm vastagságban talkosodtak.

A gyódi szerpentinit Szilvás–Keresztes-pusztá–Aranyosgadány községek vonalában, 200–400 m szélességben, 5–7 km hosszúságban, NyÉNy-KDK csapással, majdnem függőleges helyzetű óriási lencseként, vékony pleisztocén-felsőpannóniai üledéktakaró alatt található. A Gyód–2 jelű fúrás tárta fel 60 m mélységben, és középső részén 20 m-t hatolt bele. A szerpentinitestől É-ra és D-re mélyült Gyód–1 és –3 jelű fúrások a befogadó (migmatitos hatást mutató) kétcsillámú gneiszet és amfibolpalát tárták fel.

A gyódi ultrabázit egy fokkal kevésbé átalakult és kevésbé tektonizált, mint a helesfai. Ennek következtében több reliktumásványt tartalmaz, amelyek ugyan szerpentinesedtek, de alkalmasak az eredeti ultrabázitásványok meghatározására. Így olivin és piroxének ismerhetők fel. A vékonycsiszolatokban hálós szerkezet látható. A háló kö-

zépén lizardit található. A háló anyaga klinokrizotilból és kevés kloritból áll. Vékony repedésekben rostos krizotil figyelhető meg. Kevesebb magnezitet és kromitot tartalmaz, mint a helesfai tömeges szerpentinit, ugyanakkor klorit jelentős mennyiségben található. Jellemző ásványtársulás: lizardit, klorit, klinokrizotil, brucit, (magnezit), (dolomit), magnetit, kromit.

A feltárt szakasz középső részén alig szerpentinesedett durva kristályos kőzet van. Jellemző rá, hogy 4–5 cm nagyságú ensztatit kristályokat, töredezett olivint – kezdődő szerpentinesedéssel – és klinopiroxéneket tartalmaz. Plagioklász is előfordul. Jellemző ásványtársulás: olivin, (lizardit), ensztatit, klinopiroxének, plagioklász, magnetit, kromit. A forszterit, ensztatit, klinoensztatit és diaszpor erős, utólagos hőhatásra utalnak.











A gyódi szerpentinit is tartalmaz max. 50 cm vastagságú granitoid teléreket. Színük fehér, kis keménységűek, anyaguk talkosodott–dolomitossodott.

Az ófalui szerpentinit mintegy 10 m vastagságú, közel függőlegesen álló, tektonikus zónákkal határolt kőzettest. A Mecsek-alja tektonikus övben, az ófalui Aranyos-völgy (Goldgrund) középső részén, felszíni feltárásban tanulmányozható. Kísérő kőzetei szericitfillit és kovapala (91). A lehatároló törési zónákban hidrotermás tevékenység kétségtelen nyomai figyelhetők meg: kvarc- és dolomit-erekkel, jelentős arzén- és kalkofilemtartalommal. A szerpentinitet is karbonátos erek (főleg dolomit) hálózzák be.

A szerpentinit kifejlődése középütt tömeges szerpentinit, vékony krizotilerekkel, apró opak ásványokkal, hálós mikroszerkezettel. Jellemző ásványtársulása: lizardit, klinokrizotil, (antigorit), klorit, kromit, magnetit. A másik két lelőhellyel szemben új jelenség a nagyobb nyomáson és hőmérsékleten keletkezett antigorit.

A nyírt szerpentinit palás szerkezetű, különböző mértékben oxidálódott, vörös árnyalatú, petytyes kőzet. Az ófalui szerpentinit nagyobbik részét képviseli, amely a tömeges szerkezetű középső részt fogja közre. Jellemző rá az antigorit nagy részaránya, az apró dolomitszemcsék tömege, a goethit és hematit foltok, valamint a hálószerkezet hiánya. Jellemző ásványtársulás: antigorit, (lizardit), klorit, dolomit, hematit, (goethit).



	Szericit fillit		Tömeges szerpentinit		Nyirt szerpentinit		Kloritpala		Kovapala
	Sziderit		Vetőbreccsa		Szerpentinit breccsa		Lejtőtörmelék		Löss

91 Ófalu, Aranyos-völgy (Goldgrund) szerpentinit feltárás (Szederkényi T.)

A nyirt és a tömeges szerpentinit határán egy 30 cm vastagságú kloritpala közbetelepülés található. Feltehetően metasomatózis révén kialakult klinoklóróból áll.

A mágneses felvételek szerint a Dél-Dunántúl területén még több helyen feltételezhető az ismert előfordulásokhoz hasonló szerpentinitest jelenléte. Ilyen több száz gammás ΔZ anomália a Mecsek-alja öv ÉK-i folytatásában Ócsény és Tolna környékén, másrészt a Görcsönyi-hátságon, Málom szomszédságában található.

A szerpentinitek eredete

A helesfai, gyódi és ófalui szerpentinit vegyi összetétele (H_2O és CO_2 nélkül) meglehetősen állandó, és az eltérések jelentéktelenek. Az eredeti kőzetanyag BALLA ZOLTÁN (1981) szerint harzburgit-dunit lehetett. Az ófalui szerpentinitet GHONEIM, M. F. és SZEDERKÉNYI TIBOR (1979) lherzolit eredetűnek határozták meg.

A szerpentinit óceáni ofiolit eredetét elfogadva, jó munkahipotézisnek tartjuk a keletkezés devon időszaki kontinens-szigetív szubdukcióhoz való kapcsolását, az ezzel egyidejű szerpentinesedést és obdukciót, majd a szerpentinit foszlányok tektonikus úton való mai helyükre kerülését.

A szerpentinitesedés utáni talkosodás mind hidrotermás hatásra, mind zöldpalafaciesű metamorfózisra bekövetkezhetett.

Az aplit-mikrogránit telérek erős Mg metasomatózisának forrása maga a szerpentinit lehetett. A hidrotermás eredet kevésbé valószínű; a metasomatózist inkább a savanyú magma és az ultrabázisos mellékkőzet között nagy hőmérsékleten és nyomáson lejátszódó reakció eredményezhette.

Irodalomjegyzék

Gyódi Szerpentinit formáció

- BALLA ZOLTÁN 1981: Plate tectonics interpretation of the South Transdanubian ultramafics. – *Acta Mineral. Petrogr. Szeged* 25/1, pp. 3–24.
- BALLA ZOLTÁN 1983: A dél-dunántúli ultrabázitok lemeztektonikai értelmezése. – *Földt. Közl.* 113/1, pp. 39–56.
- BALLA ZOLTÁN 1985: Doverhnekamennougolnűje bazitű i ultrabazitű Vengrii. In DOBRECŰV, N. L. (Ed.): *Rifejszko-Nizsnepalecozsjkije ofiolitű Szevernoj Evrazii.* (pp. 136–148)
- BARANYI ISTVÁN – ELEK ISTVÁN – GÉRESI GYULA 1970: Komplex légigammaspektrometriai és légimágneses mérések Magyarországon. *Magyar Geofiz.* 11/1–2, pp. 41–51.
- ERDÉLYI JÁNOS 1974: A magyarországi szerpentinek mineralógiai vizsgálata. – *Földtani Kutatás* 17/1–2, pp. 97–100.
- GHANEM, M. A. E. A. – RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA 1969: Petrographic study of the crystalline basement rocks, Mecsek Mountains, Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13/1–4, pp. 191–219.
- GHONEIM, M. F. – SZEDERKÉNYI TIBOR 1979: Petrological review of the Ófalu Serpentinite, Mecsek Mountains, Hungary. – *Acta Mineral. Petrogr. Szeged* 24/1, pp. 5–18.
- JANTSKY BÉLA 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. – *Földt. Int. Évk.* 60.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1974: Paleozoic magmatism and tectogenesis in Southeast Transdanubia. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 18/3–4, pp. 305–313.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1975: A Délkelet-Dunántúl ópaleozóos képződményeinek ritkaclem-kutatása. – Kandidátusi értekezés.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1976: Barrow type metamorphism in the crystalline basement of Southeast Transdanubia. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 20/1–2, pp. 47–61.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. – *Acta Mineral. Petrogr. Szeged* 23/1, pp. 3–14.

Szalatnaki formáció

Megismeréstörténet

A Szalatnaki formációt 1957–58-ban – elsőként – a Györe–1 jelű kőszénkutató fúrás tárta fel, tektonikus településben felsőtriász homokkő alatt. SCHWÁB MÁRIA (1963) a szürkésfekete, tömött, finom szemcsés homokkővel sávozott, kovás agyagpalát a felsőregmeci karbon agyagpalával azonosította.

A Mecseki Ércbánya Vállalat által 1962-ben lemélyített Szalatnak–3 jelű fúrással, a Jakabhegyi formáció fekvőjében feltárt fekete, kovás, homokkősávós aleurolitot JÁMBOR ÁRON felsőkarbonba sorolta. ORAVECZ JÁNOS Graptolita töredék és Hystriosphærida maradványok alapján az új képződményt szilur időszakinak minősítette (1964). HEINZ KOZUR (1984) Conodonta és Muellerisphaerida maradványok kipreparálásával megerősítette és pontosította ORAVECZ JÁNOS rétegtani besorolását.

A gyenge magkihozatal és az elégtelen anyagvizsgálat következtében sajnos számos körülmény tisztázatlan, ill. bizonytalan maradt:

- a szilur rétegsor középső, durva törmelékes rétegcsoportját az első leírók: VÁRSZEGI KÁROLY és SELMECZI BÉLÁNÉ (1971) piroklasztikus agglomerátumnak, JANTSKY BÉLA (1979) konglomerátumnak ítélte

- a fúrás alsó 70 m-es szakaszában feltárt magmatitot VÁRSZEGI KÁROLY és SELMECZI BÉLÁNÉ (1971) szubvulkáni szienitporfírnak, BUDA GYÖRGY (1971) granodioritnak, JANTSKY BÉLA (1979) kambriumi üledékbe nyomult gránitporfir teléreknek tekintette, amelyek szilur időszaki lepusztulási termékei a konglomerátum rétegcsoportban található gránitporfir kavicsok. A szubvulkáni, ill. granitoid intrúzióhoz kontakt hatás, a JANTSKY-féle verzióhoz eróziós diszkordancia illene.

SZEDERKÉNYI TIBOR (1975) prehnit meghatározása alapján elsőként ismerte fel és bizonyította a Szalatnaki formáció nagyon kistokú metamorfózisát.

ÁRKAI PÉTER (1991) a – LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI (1983) által litológiai, mikroszerkezeti

és ásvány-kőzettani módszerekkel jellemzett – Szalatnaki formáció törmelékes kifejlődésének metagrauwacke jellegét hangsúlyozta. A metagrauwacke példáján igazolta, hogy a különböző csillámszerkezetet tartalmazó kőzetfajtáknál félrevezető eredményeket adó illit kristályossági módszer helyett eredményesen alkalmazható a klorit kristályossági vizsgálat. Ez utóbbi a kőzet-szöveti, mikroszerkezeti megfigyelésekkel, klorit geotermometriai és szénülésszint adatokkal összhangban a szalatnaki finom törmelékes, üledékes eredetű kőzetkifejlődés anchi-/epizóna határához közeli (kb. 350 °C hőmérsékletű) regionális dinamometamorfózist bizonyította. Az illit–muszkovit b_0 rácsparaméter átlaga alapján kisnyomású rendszer tételezhető fel. A Szalatnaki formációban új képződésű (metamorf) biotitot mutatott ki. Keletkezését a „szienitporfir” magmatizmussal összefüggő statikus (kontakt) hőhatással és/vagy infiltrációs-metaszomatikus hatással hozta kapcsolatba.

Elterjedés, település, földtani kifejlődés

A Keleti-Mecsek északi előterében a Györe–1, Szalatnak–3 és 4, Köblény–1, Alsómocsolád–4 és 5, valamint a Bikal–2 és 3 jelű fúrások tárták fel a Szalatnaki formációt. Közülük csak a Szalatnak–3 jelű fúrás rétegsorában volt durva törmelékes rétegcsoport, és ez a fúrás hatolt a formáció fekvőjét alkotó granodioritba. A többi fúrás kovás aleurolitpalában állt le.

A Szalatnak–3 jelű fúrás szilur rétegsora eróziós és szögdiszkordanciával (meredek dőléssel) települ a Jakabhegyi formáció fekvőjében. Felső részén 20 m vastagságot elérő, vörösbarna mállott öv található. A szilur réteggösszlet három rétegcsoportra osztható:

1. Felső, flisoid kifejlődésű, sötétszürke, homokkősávós aleurolit rétegcsoport. Egyes szakaszokon erőteljesen gyüredezett. Átfúrt vastagsága 110 m.

2. A monoton kifejlődésű flisoid rétegsorba – alul és felül éles határ nélkül – közbetelepülő vulkáni agglomerátum rétegcsoport 90 m átfúrt vastagságot képvisel.

3. Alsó, homokkősávós aleurolitpala; a felső

aleurolitpala rétegcsoporttal azonos jellegű képződmény. Némi eltérést jelent a homoktartalom valamivel nagyobb részaránya, és a nagyon kisfokú metamorfózist jelző prehnit kifejezettebb gyakorisága. Átfúrt vastagsága 190 m.

A sötétszürke agyag- és aleurolitpala kifejlődésére általában az egyenetlen elválási felületet mutató töréses klivázs jellemző. Összességében néhány m kovás (mikrokvarcitos) lidites részeket is tartalmaz. Ezek egyenetlen, szilánkos, kagylós törésűek.

A kovapala szegényes Conodonta faunát [*Dapsilodus obliquicostatus* (BRANSON et MEHL 1933)], Hystrichosphaeridae maradványokat (*Hystrichosphaeridium longispinoides* SANNEMANN), valamint *Michrhystridium* töredékeket szolgáltatott (az utóbbiakat a Sz-3 jelű fúrás 490 méteréből származó mintákból határozták meg).

Gazdag mikrofauna került elő HEINZ KOZUR gyűjtéseként és feldolgozásából a Szalatnak-4 jelű fúrás 635 méteréből.

Conodonták:

Dapsilodus obliquicostatus (BRANSON et MEHL), ritka

Dapsilodus praecipuus BARRICK 1977, gyakori

Panderodus spasovi DRYGANT 1974, ritka

Panderodus unicostatus (BRANSON et MEHL 1933), ritka

Pseudooneotodus bicornis DRYGANT 1974, ritka

Pseudooneotodus tricornis DRYGANT 1974, ritka.

A Conodonta fauna a legfelső llandovertitől a wendlocki bázisáig terjedő *Pterosphatodus amorphognathoides* zónát képviseli.

Különösen gazdag volt a hivatkozott mélységben a kovapala Muellersphaeridákban (H. KOZUR által felállított rendszertani egység):

Aldridgeisphaera latispinosa KOZUR, 1985

A. acuta KOZUR, 1985

A. annulata KOZUR, 1985

A. conispinosa KOZUR, 1985

A. goczani KOZUR, 1985

A. mecsekensis KOZUR, 1985

Oravecziphaera nodosa KOZUR, 1985

Armstrongisphaera brevispina KOZUR, 1985

Arm. hungarica KOZUR, 1985

Arm. robustispinosa KOZUR, 1985

Sannemannisphaera silurica KOZUR, 1985

S. rarispinosa KOZUR, 1985.

Egyes fajok Alsóörsről és a Kányás-völgyből (Velencei-hegység) is előkerültek (*Aldridgeisphaera conispinosa*, *A. goczani* és *Armstrongisphaera brevispina*). Az *Armstrongisphaera hungarica* fajt a grönlandi llandovertiben is megtalálták.

A rétegsor magasabb részéből még néhány további ősmaradvány is előkerült: közelebből meghatározhatatlan Radiolariák, Acritarchák és Graptolita töredékek.

A *metahomokkő* szürke-sötétszürke színű, jelentős (főleg magmás) közettörmelék és földpát (plagioklász) tartalmú. Emellett az agyag-aleurolit kötőanyag változó mennyisége, a törmelék és a mátrix közötti fokozatos átmenet, valamint a ritmusos szemcseméret változás alapján meta-grauwackénak minősíthető. Az első leírók az aleurolitba települő homokkőrétegeket egyidejű tufa-tufit felhalmozódásnak minősítették.

A törmelékes üledékes eredetű rétegek ásványos összetételére a kvarc és a földpát (plagioklász) túlsúlya a jellemző. Jelentős a klorit és más filloszilikátok mennyisége is. A karbonátásványok (dolomit, sziderit, kalcit) alárendelt szerepűek. A pirit és a diszperz, szénült szerves anyag redukív üledékképződési és átalakulási viszonyokat jelez. Kiemelést érdemel a káliföldpát hiánya, ill. sporadikus előfordulása. A < 2 µm szemcseméretű frakciók – a domináns 10 Å-ös filloszilikátok és a klorit mellett – mindig tartalmaznak alárendelt mennyiségű kvarcot és plagioklászot, míg kaolinit csak elvétve és igen kis mennyiségben található.

Nehezen értelmezhetőek a *vulkáni agglomerátumról* rendelkezésünkre álló megállapítások. VÁRSZEGI KÁROLY és SELMECZI BÉLÁNÉ az első vizsgálat alapján durva konglomerátumnak látszó képződményt (5–30 cm átmérőjű törmelékekkel), a dioritporfirit kötőanyag, a helyenként mutatózó folyásos közetszövet, az aleurolitpala foszlányok, valamint a törmelék lekerekítettségét létrehozó oldási jelenségek alapján vulkáni eredetűnek ítélték. Nem segíti elő a tisztánlátást az „álkavicsok” rendkívül széles skálájú polimikt jellege. (SELMECZINÉ: alkáli diabáz, spilit, alkáli gabbro, gabbro porfirit, andezit porfirit, diorit porfirit, spessartit, allitosodott trachit, trachitporfirit, alárendelten mészkő, aleurolitpala, kloritpala; LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI: riodácit, dácit, andezit, trachit, gránitporfirit, kvarcdioritporfirit, gránit,

granodiorit, mikrodiorit, metagabbro). Az első leírók szerint a nagy álkavicsok túlnyomó része a fekvőben települő magmás tömeggel (szienitporfir, dioritporfir) azonos anyagú. A kötőanyag klorit, szericit, ill. epigén karbonát.

Nem kisebb a bizonytalanság a szilur összlet fekvőjében feltárt granitoid települési módjáról és közettani kifejlődéséről sem. A rossz magkihozatal és a krétaidőszaki diabáz vulkanizmus egész rétegösszletre kiterjedő hatása eleve megnehezítette a pontos tájékozódást. Egy szaruszirt részlet a feltételezett képződményhatárról a granitoid kontakthatását is jelezheti, de a diabáztelérektől is származhat. Az erős töredezettség olyan tektonikát is képviselhet, amely utólagosan hozta mai helyzetébe a fekvőben feltárt magmatitot. Annak közettani jellege, BUDA GYÖRGY (1971) földpát-vizsgálatokra alapozott meghatározása szerint, a Mórágyi Gránittal megegyező porfiroblasztos (mikroklin és plagioklász) granodiorit.

Irodalomjegyzék

Szalatnaki formáció

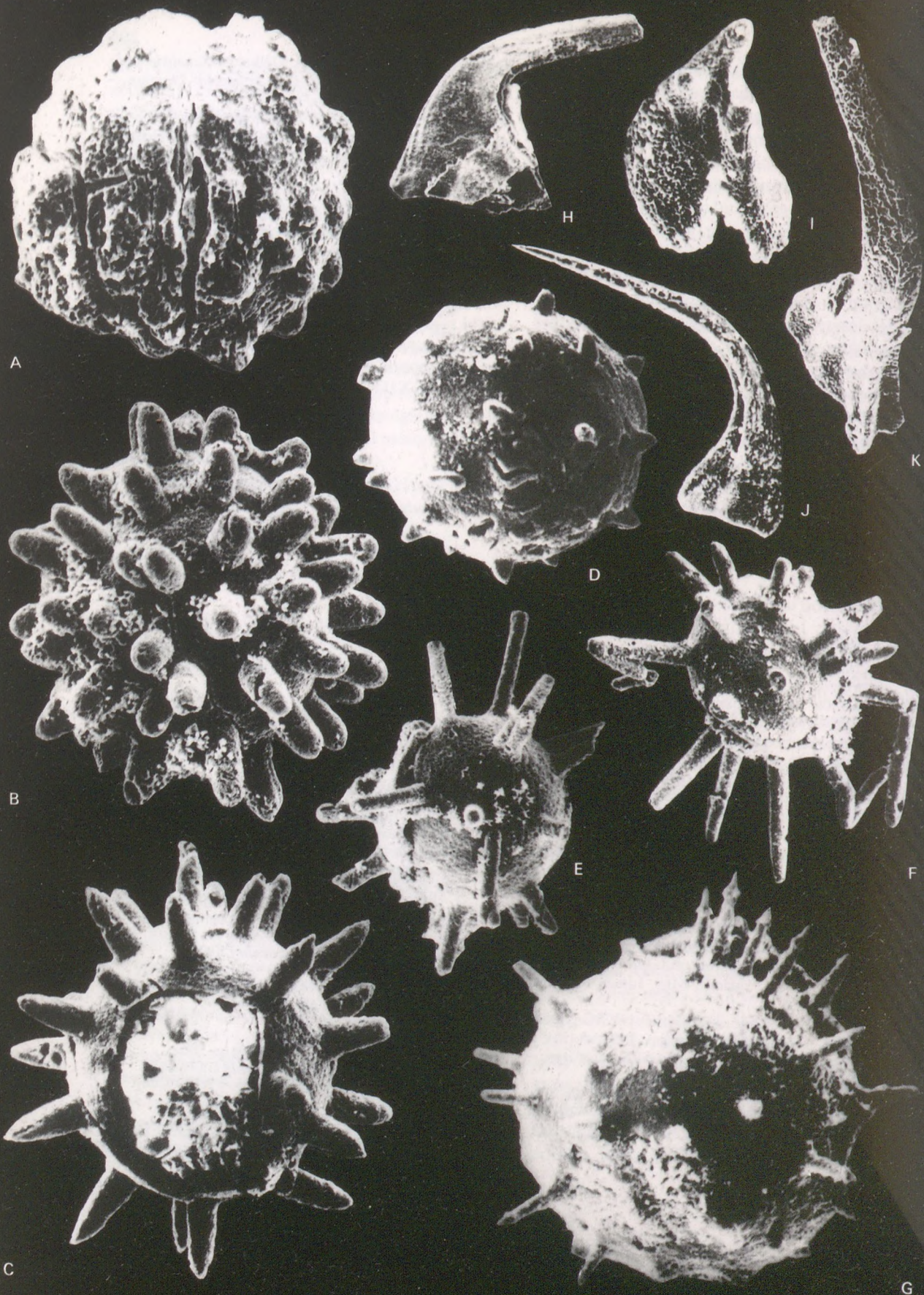
- ÁRKAI PÉTER 1991: Kis hőmérsékletű regionális metamorfózis. – Doktori értekezés.
- BARABÁS ANDOR 1964: A baranyai terület kristályos és paleozoós képződményei. – Az I. jugoszláv–magyar geológus találkozók kiadv. Pécs.
- BUDA GYÖRGY 1971: Vizsgálati jelentés a Dél-Dunántúl területén mélyfúrásokkal feltárt granitoid kőzetek ásvány-közzettani vizsgálatáról. – Kézirat, ELTE Ásványtani Tanszék.
- GÓCZÁN FERENC 1971: Adatok az alsóorszi, szalatnaki és upponyi „szilur” kovapalák mikroplankton vizsgálatához. – Ősl. Viták 18, pp. 13–20.
- JANTSKY BÉLA 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. – Földt. Int. Évk. 60.
- KOZUR, H. 1984: Muellersphaerida eine neue Ordnung von Mikrofossilien unbekannter systematischer Stellung aus dem Silur und Unterdevon von Ungarn. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck 13/6, pp. 125–148.
- ORAVECZ JÁNOS 1964: Szilur képződmények Magyarországon. – Földt. Közl. 94/1, pp. 3–9.
- SCHWÁB MÁRIA 1963: Györe–1 távlati kutatófúrás. – Évi Jel. 1960-ról, pp. 323–335.
- SVINGOR ÉVA – KOVÁCH ÁDÁM 1981: Rb–Sr isotopic studies on granodioritic rocks from the Mecsek Mountains, Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 24/2–4, pp. 295–307.

- SZEDERKÉNYI TIBOR 1975: A Délkelet-Dunántúl ópaleozoós képződményeinek ritkalelem-kutatása. – Kandidátusi értekezés.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. – Acta Mineral. Petrogr., Szeged 23/1, pp. 3–14.
- VÁRSZEGI KÁROLY 1978: Couches de Szalatnak. In Fülöp J. (Ed.): Lexique stratigraphique international. Vol. 1. Europe. Fasc. 9. Hongrie. (pp. 470–471). – Centre Nat. de la Recherche Sci.
- VÁRSZEGI KÁROLY – SELMECZI BÉLÁNÉ 1971: Összefoglaló jelentés a szalatnaki területen végzett kutatásokról és azok földtani eredményeiről. – Kézirat, MÉV Adattár, Pécs.
- WEIN GYÖRGY 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozathoz L–34–XIII. Pécs. – Földt. Int. Kiadv.

Táblamagyarázat

[107] Szilur (felsőllandoveri–wenlocki bázis) mikrofauna a Szalatnaki formációból (KOZUR, H.)

- A *Oravecisphaera nodosa* KOZUR, 500x
 B *Aldridgeisphaera mecsekensis* KOZUR, 500x átmeneti forma az *A. annulata* KOZUR felé
 C *Aldridgeisphaera acuta* KOZUR, 500x
 D *Armstrongisphaera brevispina* KOZUR, 500
 E–F *Aldridgeisphaera goczani* KOZUR
 E 300x, F 200x
 G *Armstrongisphaera hungarica* KOZUR, 600x
 A–G Szalatnak–4 jelű fúrás 635 m
 H *Dapsilodus obliquicostatus* (BRANSON et MEHL)
 Szalatnak–3 jelű fúrás 490 m, 100x
 I *Pseudooneotodus tricornis* DRYGANT
 Ferdén felülről, Szalatnak–4 jelű fúrás 635 m, 220x
 J–K *Dapsilodus praecipuus* BARRICK
 J oldalnézet 200x, K ferdén-hátulról 150x
 Szalatnak–4 jelű fúrás 635 m



Ófalui formáció

A földtani megismerés története

Az első irodalmi adat KARL PETERSTÖL származik (1862), aki a gránit tömzs jelenléte mellett annak palaburkát is megemlítette.

ROTH SAMU (1876) a bátaapáti Köves-patak völgyében felvett szelvényen a gránit tömeg É-i elvégződésében agyagpalát tüntetett fel.

BÖCKH JÁNOS (1876) Pécs városának földtani térképezése kapcsán megemlíti, hogy a gránit mállott gránit gneisszel és „faggyas” palákkal tár-sulva DNy-ÉK csapású kibúváásokban található. Felismerte, hogy a gránit és a vele kapcsolatos kristályos kőzetek „régí vetődési vonal” mentén kerülnek a felszínre a liász és a pannóniai képződmények között.

Említést érdemel, hogy a múlt század végén és e század elején mélyített tertyogói fúrások közül néhány – a kútönyvek tanúsága szerint – fillitszerű képződményben állt le.

VADÁSZ ELEMÉR (1914) készítette az első földtani szelvényt az ófalui metamorfotokról, amelyeket összefoglaló néven fillitnek minősített. A fillitet tartotta a legidősebb képződménynek a Dél-Dunántúlon, amit a gránit felnyomulása boltozott az Ófalunál látható meredek helyzetbe. 1935-ben megjelent Mecsek monográfiájában Ófaluból agyagpala, fillit, csillámpala, mészkő rétegsort írt le, és a fillit korát a legrégebbi paleozoikumba helyezte.

PAPP FERENC és REICHERT RÓBERT (1930) kontaktmetamorf fillitről számoltak be.

TELEKI GÉZA (1941) ófalui paleozoós képződményként agyagpalát, zöldpalát és fillitet említett.

STRAUSZ LÁSZLÓ (1942) a Meszes-pusztá melletti köszénkutató fúrás rétegsorában határozott meg fillitet.

Az első részletes térképfelvételt JANTSKY BÉLA készítette. Jelentésében (1953) a fillit sorozatból zöldpalát (amfibolitot), fillitet, szericites mészkövet és a szaruszirtet említ. Megítélése szerint a fillit sorozat a dinamometamorf gránitba többszörösen belegyűrődött. Megállapította, hogy a mozgási öv csapása, a fillit sorozat palássága és a gránit tömeg északi határa mindig párhuzamosak egy-

mással. Hangsúlyozta, hogy „a mecseki gránitot regionális metamorfózist szenvedett palaköpeny burkolja, míg a Velencei-hegységben érintkezéses átalakulással állunk szemben”.

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR (1959) a mecseki gránit migmatitos eredetére vonatkozó alapvető megállapítása után JANTSKY BÉLA (1964) felülvizsgálta az Ófalú környéki kristályos palákról korábban kialakított véleményét, és azokat migmatitoknak minősítette. Ehhez az alapot a Studer-völgyi réteges migmatit nyújtotta. A nem migmatit jellegű részeket migmatitból diaforézissel származtatta. Később ezt a véleményét is módosította (1974, 1976, 1979, 1980, 1981), és az Ófalui formáció képződményeit a réteges migmatit övének közetsorozatába tektonikusan közbeékelődött, zöldpala fáciesű metamorfotokként jellemezte. Közettanilag kvarcfillitből, mészfilitből, kristályos mészkőből, cipollinóból, fillit és finom szemcsés amfibolit váltakozásából, valamint durva szemcsés amfibolitból állónak minősítette; amelyek a cadomi orogén fázis során metamorfizálódtak.

GHANEM, M. A. E. A. és RAVASZSNÉ BARANYAI LÍVIA (1969) a gránit migmás eredetét elfogadva, annak „szülőközeteként” az Ófalui formáció magmás képződményeit jelölték meg. Ásványtani vizsgálat alapján feltételezték, hogy az Ófalui formáció túlnyomórészt magmás eredetű képződményekből áll, amelyek közé kristályos mészkő és szerpentesedett ultrabázit ékelődött. Megítélésük szerint metamorfizálódott andezit, andezittufa, bazalt és aplit alkotja a magmás kőzettömeget, amely prekambriumi orogén magmatizmus (ofiolitos, iniciális, geoszinklinális magmatizmus) terméke. Ez a túlnyomóan vulkanogén, részben vulkáni üledékes kőzettömeg a késői prekambriumban nem túl erős regionális metamorfózist szenvedett: zöldpala, ill. albit-epidot fáciesű, ABUKUMA típusú átalakuláson ment át. A kapcsolódó részek gránitosodtak.

SZEDERKÉNYI TIBOR az Ófalui formációt már 1970-ben a Mecsek-alja tektonikus övön belüli képződménycsoportnak írta le, amelynek változottságát az eredetileg is sokféle kőzetkifejlődésen kívül a tektonikus övön belül eltérő intenzitású metamorf hatás is növelte. Megkérdőjelezte a migmatitos keletkezési magyarázatot. Ófalunál a

palaöv északi szegélyét alkotó szalagos migmatitot nem a regionális ultrametamorfózis termékének, hanem a horizontális nyírás által leginkább igénybe vett szakaszon a frikciós hő és a tektonikus öv mélységi kapcsolata révén keletkezettnek tekintette. Megállapította, hogy az Ófalui formációt magában foglaló tektonikus öv a mecseki gránit vonulat tengelyzónájában foglal helyet, és a boltozat palaburkának magasabb szintjét képviselő epimetamorf képződményeket közbeékelve, azokat transzkurrens mozgással különböző mértékben milonitizálta, sőt keskeny sávokban szelektíven megolvastotta.

A felszíni feltárásokkal létrehozott földtani alapszelvények részletes ásvány-kőzettani-földtani vizsgálatát SZEDERKÉNYI TIBOR (1977), GHONEIM, M. F. – SZEDERKÉNYI TIBOR (1977, 1979), GHONEIM, M. F. – VICZIÁN ISTVÁN (1977) és GHONEIM, M. F. (1978) végezték el.

Jelen fejezet alapvetően SZEDERKÉNYI TIBOR megállapításaira épült.

Elterjedés, település, tagolás

Szigetvár – Pellérd – Pécs – Szilágy – Lovászhegy – Erdősmecske – Ófalu – Bátaapáti – Alsónána települések vonalában 2–4 km szélességben húzódik a Mecsekalja tektonikus öv, amely magába foglalja az Ófalui formáció képződményeit. A szerkezeti öv kialakulása az alsókarbonba tehető, a variszkuszi orogenezis breton vagy szudétai szakaszába. Az enyhén íves lefutású öv 60–80°-kal dől É-ÉNy-i irányba. A tektonikus öv nagy részét kitöltő Ófalui formáció képződményei a lehatároló törésvonalak térbeli helyzetéhez igazodnak. Az öv déli oldalát a kristályos alaphegység keskeny (maximum 100 m széles) kataklázisos sávja alkotja; ez a felszínen és a mélyfúrásokban jól követhető. Az északi határtörést gyakran elfedik a fiatalabb kéregmozgások hatására rátolódott perm-mezozoos és harmadidőszaki képződmények. Az Ófalui formáció eredeti kőzetanyaga az egyetlen ciklust képviselő szilur–devon rétegösszlet pszammitos, pelites, kovás üledékei, vulkáni és vulkanoszediment képződmények, valamint mészkő. A variszkuszi orogenezis kezdeti fázisaiban (breton, szudétai) a gránitosodás termikus tengelyvonalában transzkurrens kéregmozgás hatására a

gránitvonulat két része horizontálisan ellentétes irányba tolódott, közbeékelve a fedőt alkotó szilur–devon rétegösszlet egy részét. A törési zónán belül erőteljes nyírás, K- és hidrotermás metasomatózis, valamint szelektív diaforézis hatására létrejött az Ófalui formáció sajátos kőzetanyaga. A tektonikus öv szilur előtti és devon utáni képződményeit nem soroljuk az Ófalui formációba.

Az Ófalui formáció képződményei a felszínen vagy vékony pleisztocén takaróval borítottan a felszín közelében Lovászhegy–Bátaapáti–Zsibrik–Ófalu községekkel határolt területen és Pécsen található. Legjobban az Ófalu környéki É–D irányú mély völgyekben tanulmányozhatók, meredek állású, 55–65° dőlésszögű, általában 330° dőlésirányú rétegsor formájában. A tektonikusan rápikkelyeződött középsőliásztól a gránitig, teljes szélességben az Aranyos-völgy tárja fel az Ófalui formációt. A Mecsekalja szerkezeti övben fúrásokkal ÉK-en Tolna községig, DNy-on a Szigetvár–1 jelű fúrásig követhető.

A továbbiakban a tárgyalt formáció egyes képződményeit a kőzettani kifejlődés jellegzetes típusai alapján tagozatokra bontva tárgyaljuk:

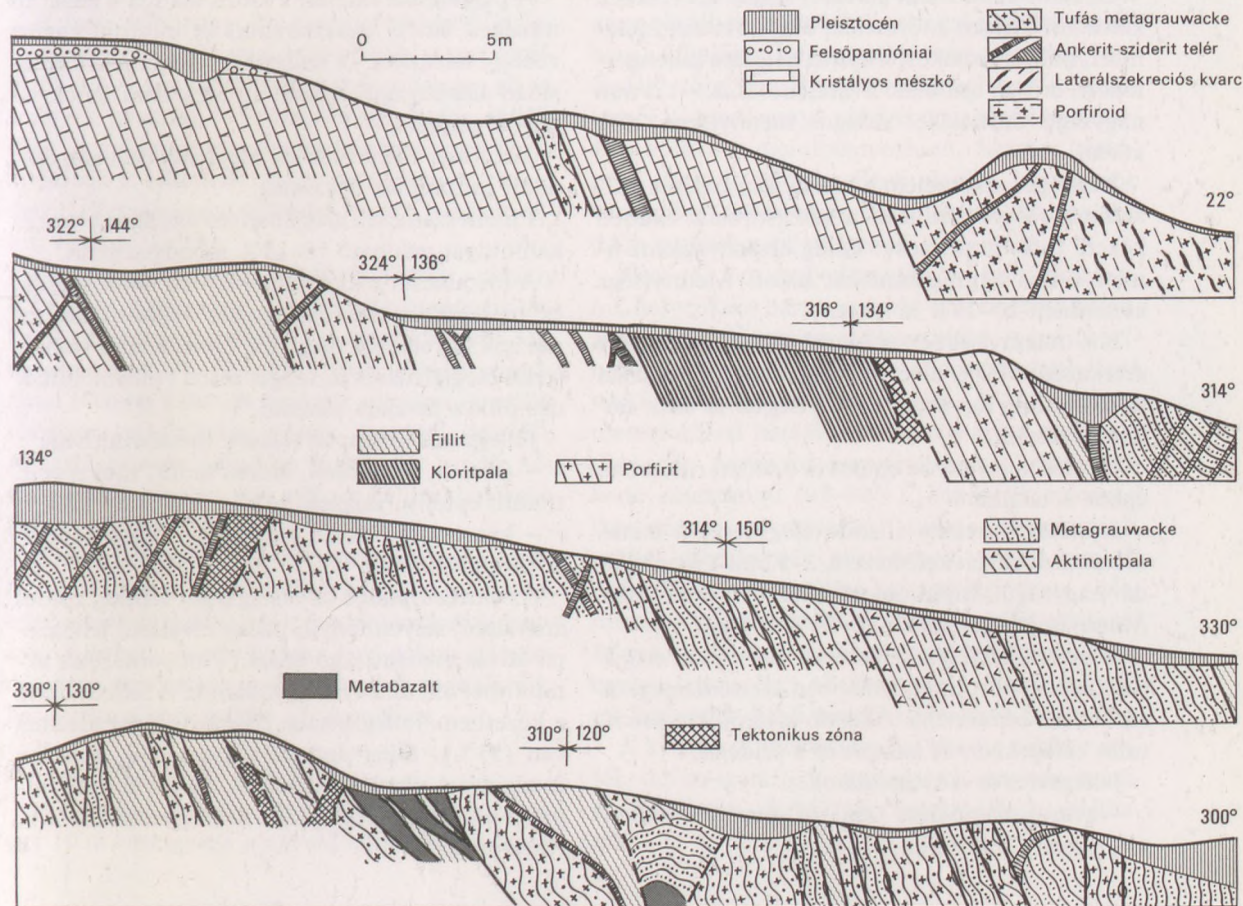
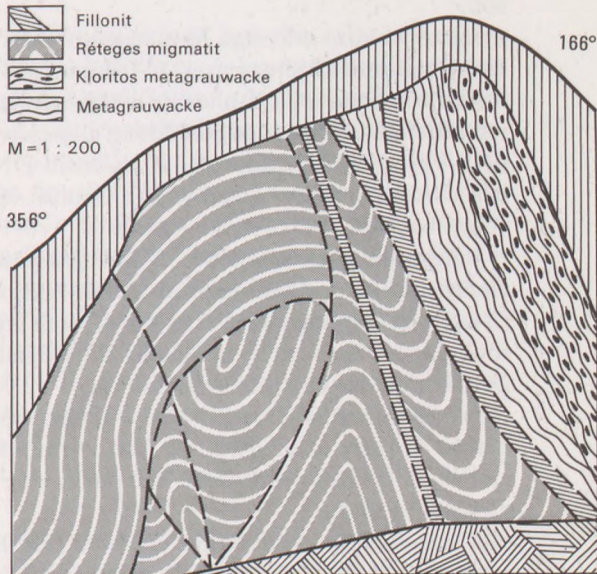
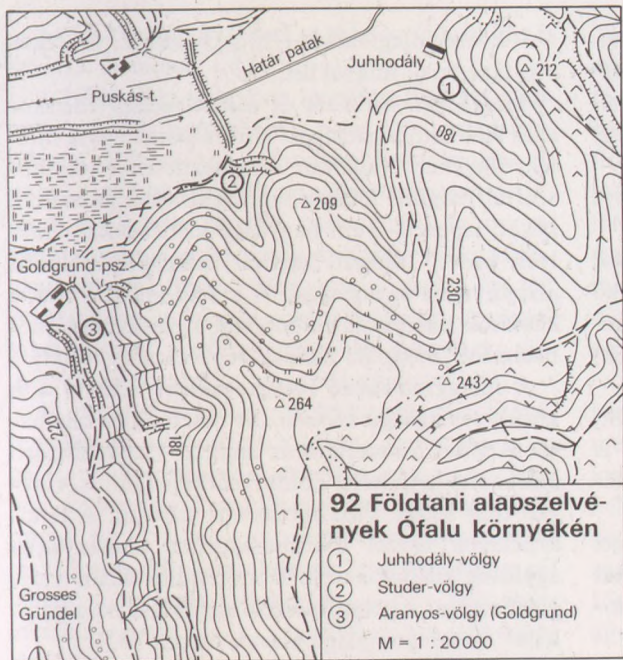
- réteges migmatit tagozat
- metagrauwacke tagozat, metavulkanitokkal
- kristályos mészkő tagozat
- amfibolit és csillámpala tagozat.

Réteges migmatit tagozat

A Mecsekalja tektonikus öv északi oldalán, széles sávban, annak egész hosszában kimutatható. A felszínen az Ófalutól keletre található völgyben tanulmányozható (Studer-völgy, 93. ábra). Kőzetkémiai vizsgálatok alapján az Ófalui formáció metagrauwacke és tufás metagrauwacke rétegcsoportjaival azonos eredetű képződmény, amely a gránitosodás boltozati tengelye mentén kialakult transzkurrens vető erőteljes nyíró igénybevételére és K-metasomatózis hatására alakult át réteges migmatittá. Tárgyalására a Mórággyi fejezetben visszatérünk.

Metagrauwacke tagozat, metavulkanitokkal

Jellegzetes „eugeozinklinális” eredetű vulkáni-üledékes rétegsor; zöldpala-, ill. részben epidot-amfibolit fáciesű metamorfózis révén, erőteljes



94 Az Ófalu formáció képződményeinek feltárása a Juhhodály-völgyben (Szederkényi T.)

nyírás és változó erősségű K-metaszomatózis hatására kialakult kőzetegyüttes. Jó feltárása az Ófalu–Zsibrik határán, a Juhhodály-völgyben létesített közel 200 m hosszúságú földtani alapszelvény (94). Vastagsága itt mintegy 100 m, majd DNy-i irányban az Aranyos-völgyben és a Gründl-tanya völgyében 350–400 m-re növekszik.

Jellegzetes kőzetkifejlődés a *metagrauwacke*, amely kiskokú metamorfózison átesett homokkő (2–2,5 mm nagyságú kőzet-, és 0,5–0,7 mm átmérőjű plagioklász-törmelék, valamint filloszilikátok) 26–65 cm ütemű ciklusos váltakozása.

A kőzettörmelék erősen bontott anyagú spilit, diabáz és andezit anyagú, de tűzkőtörmelék is előfordul. Az andezit ritkán 2–3 cm nagyságú kavicsokat is alkot.

A plagioklász rendszerint korrodált, mállott szemcsékből áll. Néha víztiszta albit-, de sokkal gyakoribban szericites szegélyű. Az átlagos plagioklász-tartalom 20% körüli.

Gyakori alkotóelem a kvarc, amely kis részben kalcedon- (tűzkő-) törmelék, nagyjából metamorf, mikromozaikos, a nyírás hatására kihengerlődött, erősen unduláló kvarclencsék 0,5–1,5 mm nagyságú törmeléke. Átlagos mennyisége 20% körüli.

Lényeges alkotóelem a klorit, ami bázisos vulkanitok részvételét jelzi a rétegsorban. Eredeti kőzete tufás grauwacke. Főleg alapanyagként finom szálás aggregátumokat alkot. Mennyisége esetenként 20–25% is lehet.

Kis mennyiségben világos csillámok, kevert szerkezetű klorit, elvéve biotit és sztilpnomelán is előfordul. Együttes mennyiségük is csak néhány százalék.

Járolékos ásvány az epidot és a zoizit, ritkábban apatit is található.

A metagrauwacke állandó elegyrésze a metasomatózis révén keletkezett, 2–3 mm-t meghaladó nagyságú, hipidiomorf-idiomorf mikroklin. Mennyisége esetenként 20–25% is lehet.

A nyírás hatására keletkezett pórusokat nagyrészt klorit-fibrolitok, ritkábban szericitlemezek szövetéke cementálja. Állandó kísérőjük a kalcit, tufás rétegekben az ankerit és a sziderit.

Jellegzetes ásványtársulások:

– kvarc, plagioklász (An_{15-35}), biotit, muszkovit, (klorit), mikroklin,

– kvarc, plagioklász (An_{15-35}), klorit, muszkovit, (szericit), mikroklin.

Metakonglomerátum és *metahomokkő* váltakozása található a bátaapáti Köves-patak egyik mellékvölgyében, valamint a lovászhetyényi tűzoltószertár mögötti feltárásban. Szürke–sárgásszürke kőzet, lapos, 2–3 cm nagyságú kavicsokkal, amelyek kvarc, földpát, szericit, kloritosodó biotit alapanyagba ágyazódtak. A metahomokkő csak a kavicsok hiányával különbözik a metakonglomerátumtól. Zöldpala fáciesű képződmény. [108]

A metagrauwacke rétegsorokban néhány 4 m körüli vastagságú *metabazalt* betelepülés található. Kémiai összetétele az andezit–bazalt közötti átmenetet képviseli. Zöldesszürke, aphanit, ridegen törő kőzet. Porfiroblasztos szövetű. A fenokristályok finom biotitos–kloritos alapanyagba ágyazott plagioklászok. Röntgendiffrakciós vizsgálat szerint a plagioklászok oligoklász összetételűek. Az átlagos plagioklász-tartalom 35%.

A plagioklász mellett a klorit alkotja a kőzet fő tömegét, amely muszkovittal és biotittal együtt vékony lemezek és szálás aggregátumok formájában alapanyagul szolgál a plagioklász fenokristályok számára.

Járolékos elegyrészként meglehetősen sok epidotot és titanitot tartalmaz.

Finom szemcsék alakjában másodlagos kvarc és káliföldpát található 10–15% mennyiségben.

A metabazalt padok szélei erősen albitosodtak, és belsejükben is szabálytalan lefutású albitos pászták figyelhetők meg. Ez, esetenként a spilitésedés megjelenésével, tenger alatti vulkáni működés pillow lávájára utalhat.

Jellegzetes ásványtársulások metabazaltban:

– (kvarc), oligoklász, klorit, biotit, muszkovit, titanit, epidot, (mikroklin),

– kvarc, albit, klorit, muszkovit, leukoxén, epidot (mikrolin).

Az *aktinolitpala* 6 m vastagságú, szürke, zöldes árnyalatú, selyemfényű, pados elválású, jellegzetes kovás sávozottságú kőzet. Túlnyomórészt aktinolitból áll, de kevés hornblende is felfedezhető a kőzetben. Jellegzetesen magas földpáttartalma van (35%); főleg andezin összetételű, kevésbé ikerlemezes plagioklászokból áll, de kevés káliföldpát is előfordul. Az epidot fő elegyrész 10–18% részarányával.

Az ófalui palákra jellemző módon mikroklint és kvarcot tartalmaz (<10%).

A Juhodály-völgyben létesített földtani alapszelvény déli harmadában 5 és 4 m vastagságú, világos zöldesszürke, helyenként limonitfoltos, finom kristályos, fluidális szövetű *porfir* betelepülések találhatók. Kémiai összetételük és nyomelemtartalmuk az andezitéhez közeli. Jellemző ásványtársulás: (kvarc)–albit–klorit–szericit–epidot. A metamorf átalakulás zöldpala fáciesű. A magasabb helyzetű porfir betelepülés grauwacke törmelékét is tartalmaz, ami tufit eredetre utal.

A *szericitfillit* világosszürke, selymes fényű, rendszerint limonitfoltos kőzet, amely kitűnően palás, enyhén gyüredezett. Ásványos összetételében az eredeti törmelékes kvarc mellett fengit típusú szericit, albit és epidot (zoizit) uralkodó részarányú. Általában kvarcfillittel váltakozva található a metagrauwacke tömeg és a kristályos mészkő tagozat közötti intervallumban, agyagpalával, kovapalával és mészfyllitrel együtt.

A *kvarcfillit* nagyobb kvarctartalmával és kisebb szericittartalmával különbözik a szericitfillittől. 0,2–3,5 m vastagságú betelepüléseket alkot, amelyek gyakran 5–10 cm réteges–pados elválásúak. A palásság mentén karbonátos vagy kovás kiválások is lehetnek. Ilyenkor a kőzet kifehéredett. Jellemző ásványtársulás: kvarc, szericit, albit, epidot, (kalcit).

Az Aranyos-völgy középső részén néhány 0,2–0,4 m vastagságú, sötétszürke (majdnem fekete) *agyagpala* betelepülés is megfigyelhető. C_{org} tartalma az 1,5%-ot is eléri. Palinológiai vizsgálattal KEDVES MIKLÓS roncsolt spórákat és szállítószövet töredékeket talált (szóbeli közlés). A szállítószövet jelenléte magasabb rendű növényzetet feltételez, ami a kőzet szilurnál idősebb keletkezési korát kizárja.

Sötétszürkétől világosszürkéig változó színű, 0,5–4 m vastagságú, kemény, rideg *kovapala* betelepülések is találhatók metagrauwackében vagy kvarcfillitben. A sötétszürke kovapala is jelentős diszperz szervesanyag-tartalommal rendelkezik, hasonlóan a sötétszürke agyagpalához.

Kristályos mészkő tagozat

A kristályos mészkő tagozat alsó részében, mintegy 10 m vastagságú *porfiroid teleptelér* található.

Tektonikailag erősen igénybe vett, helyenként milonitosodott kőzet. A kevésbé kataklázosodott részeken olajzöld színű, fluidális szövetű, 1 mm körüli albit fenokristályokat tartalmazó „albitporfir” (GHONEIM, A. F. – SZEDERKÉNYI T. 1977) sávok figyelhetők meg. Az alapanyagban a káli-földpát, a szericit és a klorit jelentős részarányú. A porfiroid teleptelér és a kristályos mészkő határán, mintegy 70 cm vastagságú – grosszulár és diopszid tartalmú – kontakt mészzilikát–szaruzsirt szegély alakult ki.

Mészfyllit a Gründl-tanya völgyében található, részben szericitfillitben, részben a kristályos mészkőben, 5–25 cm vastagságú betelepüléseként. Az átmenetet képviseli a törmelékes üledékek és a kristályos mészkő között. A vékony sávzottság eredeti agyagos és karbonátos finomrétegzettséget jelent. Csak alárendelten dolomit, elsősorban kalcitból áll, diszperz kovatartalom és agyagásványok mellett.

Kristályos mészkő az Ófalu környéki völgyek nagy részében különböző vastagságban megtalálható a felszínen. Legnagyobb vastagságban a Juhodály-völgyben létesített alapszelvény feltárásában, a Gründl-tanya völgyében, valamint a Meszes-völgyben tanulmányozható. Számos térképező fúrás is feltárta. Ezek alapján legnagyobb vastagságát 50–60 m-re becsülhetjük, és legalább 5 km csapáshosszban igazolt a jelenléte.

5 cm-től 3 m padvastagságú, világos okkerszínű, helyenként barna, máshol szürke színű kőzet, amelynek fehér változata igen ritka. A barna színeződést a kőzetben szinte állandóan jelen levő vasas-limonitos festődés okozza. A kis fokozatú metamorfózis hatására finomkristályos szerkezetűvé vált. Ásványos összetételében a kalcit uralkodó részarányú (95–98%), amelynek nyomási ikerlemezes szemcsézete szoros illeszkedésű, ezáltal márványnak minősíthető. 1–2%-ban finom eloszlású, ritmikus kicsapódású kova, valamint 1%-nál kevesebb dolomit és pirit található benne. A dolomitkristályok szabálytalanul elszórt egyedi szemcséket alkotnak, az 1–2 mm nagyságú, hexaéder alakú piritkristályokhoz hasonlóan.

A kristályos mészkő padjai között néhány cm-től, 0,5 m-ig terjedő vastagságú, enyhén metamorfizálódott diabáztufa betelepülések találhatók.

Amfibolit és csillámpala tagozat

Ófalunál a kristályos mészkő tagozat és a gránit-tömeg közötti, néhány tíz méter vastagságú zóna amfibolit és szillimanitos csillámpala képződményei tartoznak ebbe a kategóriába.

Az *amfibolit* rétegtagok 0,5–15 m közötti vastagságúak, és néhányszor tíz méter hosszúságú lencsékkel alkotnak (Erdősmecke, Bátaapáti Köves-patak völgye, Alsónána-1 jelű fúrás). Sötét olajzöld színű, enyhén palás vagy irányítatlan belső szerkezetű kőzet. Különböző típusú hornblende, neutrális, ill. bázisos plagioklászok alkotják, kevés magmás eredetű kvarccal. Bázisos magmás eredetű képződmény.

Biotit-szillimanit pala az Aranyos-völgy déli részén a gránittal való érintkezésnél található mintegy 7 m vastagságban. Világos zöldesszürke, finom szemcsés, palás, selyemfényű kőzet, laterálszekréciós kvarcerekkel. Szillimanittartalma

mellett bontott cordierit is található. E két ásványt a gránit melletti keskeny zónában kontakt-metamorf eredetűnek tekinthetjük. Ezt támogatja a kisméretű gránit benyomulások nagyobb gyakorisága is, migmatitok nélkül. A biotit-szillimanit pala, a gránittal való érintkezési zóna többi közelével együtt, számos töréssel feldarabolódott, és jelentős mértékben kataklázisosodott.

Jellemző ásványparagenezis: kvarc, plagioklász (An_{7-15}), szillimanit, cordierit, biotit, klorit.

A *kétszillámú pala* általában kovásodott, enyhén gyüredezett kőzet. A sávozottság a csillámtartalom és földpát-koncentráció ritmikus megjelenése. A csillámokat főleg muszkovit és szericit, kevesebb opacitosodott biotit képviseli. A biotit egy része kloritosodott is, ami a szericitképződéssel együtt retrográd átalakulást jelez.

Jellemző ásványtársulás: kvarc, káliföldpát, plagioklász (An_{7-15}), biotit, muszkovit, (klorit), (szericit).

Táblamagyarzatok [108]–[109]

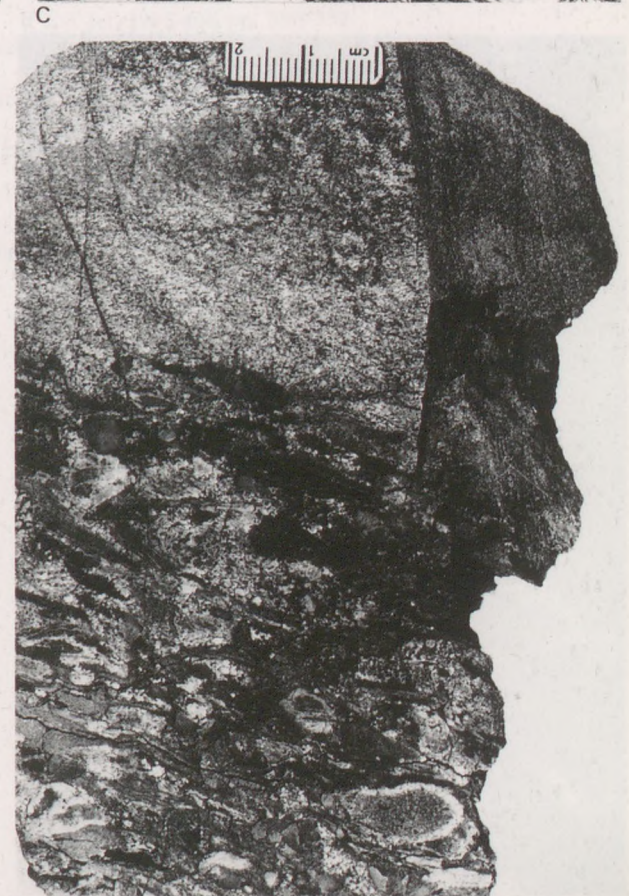
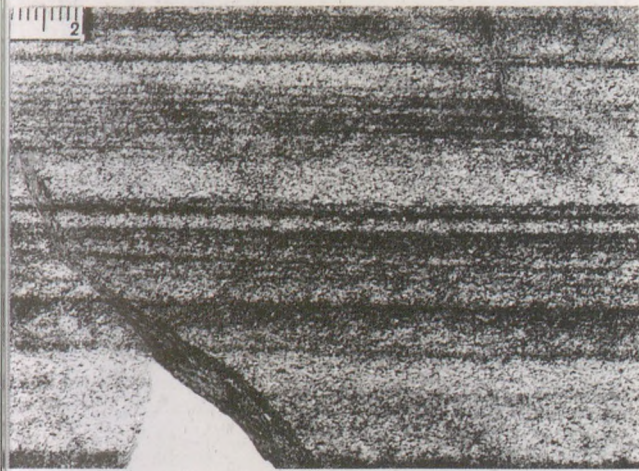
[108] Ófalui formáció (JANTSKY B.)

- A Cordierit-szillimanitos paragneisz, csiszolt felület
Lovászhetény, a templom alatti völgyfő
- B Kaotikusan gyűrt cordierites-szillimanitos paragneisz
A sötét csíkok a biotit dúsulását jelzik
Csiszolt felület, Lovászhetény, a templom alatti völgyfő
- C Fibrolitos szillimanit pinites cordieritben
Erdősmecke, +N, 140x
- D Metahomokkő, paragneisz alanyagban
kvarc szemcsék
Bátaapáti É-i vége, +N, 35x

E Metakonglomerátum és metahomokkő, csiszolt felület
Bátaapáti, Köves-patak völgye

[109] Gránitosodás agmatitfejlődéssel és migmatitosodással (JANTSKY B.)

- A Agmatit tömbök metatexitben
Felszíni kibúvás a mórági szintezési jegy feltárásában
- B Gyűrt, réteges migmatit. Felületcsiszolat
Ófalu, Aranyos-völgy
- C A réteges migmatit fejlődési szakaszai a palásodás lapjai közé települő leukoszom sávoktól a gyűrt migmatitig. Felületcsiszolat,
Ófalu, Aranyos-völgy

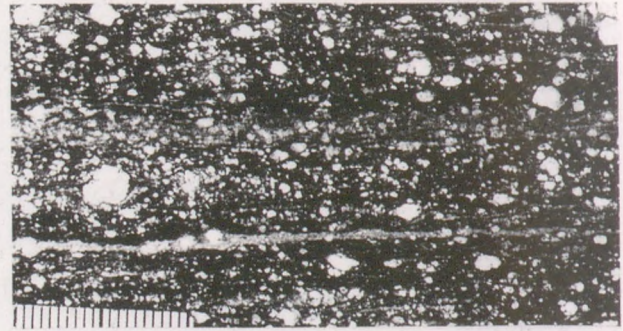




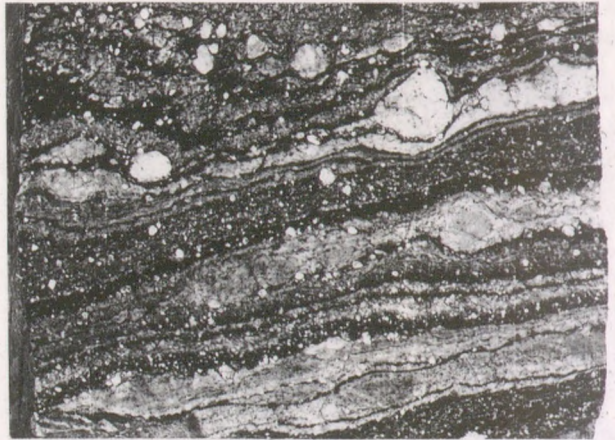
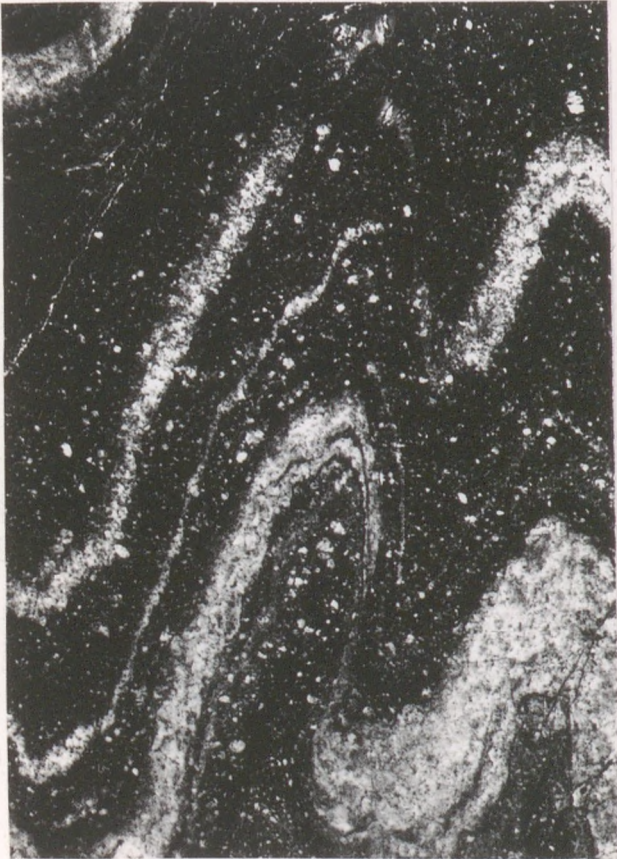
A



C



B



Irodalomjegyzék

Ófalu formáció

- BÖCKH JÁNOS 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. – Földt. Int. Évk. 4/4, pp. 129–287.
- BUDA GYÖRGY 1969: Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mountains on the basis of the investigation of the feldspars. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, pp. 131–155.
- GHANEM, M. A. E. A.–RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA 1969: Petrographic study of the crystalline basement rocks, Mecsek Mountains, Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13/1–4, pp. 191–219.
- GHONEIM, M. F. 1978: Az Ófalu környéki eugeoszinklinális metamorfitek és ezekhez kapcsolódó kristályos közetek genetikája. – Kandidátusi értekezés.
- GHONEIM, M. F. – SZEDERKÉNYI TIBOR 1977: Preliminary petrological and geochemical studies of the area Ófalu, Mecsek Mountains, Hungary. Acta Mineral. Petrogr. Szeged 23/1, pp. 15–28.
- GHONEIM, M. F. – VICZIÁN ISTVÁN 1977: X-ray studies on crystalline rocks of the Ófalu Group. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 23/1, pp. 29–39.
- JANTSKY BÉLA 1953: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 65–77.
- JANTSKY BÉLA 1976: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonischen Becken. – Nova Acta Leopoldina Neufolge 45/224, pp. 303–334.
- JANTSKY BÉLA 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. – Földt. Int. Évk. 60.
- NAGY ELEMÉR 1978: Série métamorphique d'Ófalu. In FÜLÖP J. (Ed.): Lexique stratigraphique international. Vol. 1. Europe. Fasc. 9. Hongrie. (pp. 380–381). – Centre nat. de la Recherche Sci.
- PAPP FERENC – REICHERT RÓBERT 1930: A Mórágvidéki gránitok. – Földt. Közl., 59, 35–41, 102.
- PETERS, K. F. 1862: Über den Lias von Fünfkirchen. – Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Mat.–nat. Cl., 41, pp. 241, 243, 291.
- ROTH SAMU 1876: Fazekasboda–Mórág- hegylánc (Baranya megye) eruptív kőzetei. – Földt. Int. Évk. 4/3, pp. 103–128.
- STRAUSZ LÁSZLÓ 1942: Adatok Baranya geológiájához. Földt. Közl. 72/4, pp. 181–192 és 270–271.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR et al. 1967: Metamorphose in Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11/1–3, pp. 49–58.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1974: Paleozoic magmatism and tectogenesis in Southeast Transdanubia. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 18/3–4, pp. 305–313.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1975: A Délkelet-Dunántúl ópaleozóos képződményeinek ritkalelem-kutatása. – Kandidátusi értekezés.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. Acta Mineral. Petrogr. Szeged 23/1, pp. 3–14.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1977: A mecseki ópaleozóos-prekambriumi alapszelvények komplex földtani feldolgozása. Ófalu. – Kézirat, Földt. Int. Adattár.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1983: Origin of amphibolites and metavolcanics of crystalline complexes of South Transdanubia, Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 26/1–2, pp. 103–136.
- TELEKI GÉZA 1941: Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. – Földt. Közl. 71/7–12, pp. 205–212 és 295–296.
- VADÁSZ M. ELEMÉR 1914: A Zengő-vonulat és a környező dombvidék földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1913-ról, pp. 336–352.
- VADÁSZ ELEMÉR 1935: A Mecsek hegység. – Magyar Tájak Földtani Leírása 1, pp. 1–180.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana. 2. (át-dolgozott) kiadás. – Akadémiai Kiadó.
- WEIN GYÖRGY 1966: Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L–34–XIII. Pécs (Prekambrium). – Földt. Int. Kiadv.
- WEIN GYÖRGY 1967: Délkelet-Dunántúl hegység szerkezete. – Földt. Közl. 97/4, pp. 371–395.

Mórágai Gránit formáció

A földtani megismerés története

KARL PETERS (1862) a Pécs vidéki liász képződményekről írt alapvető munkájában elsőként hívta fel a figyelmet a Pécs város területén felszínre bukkanó gránitra. Ugyanebben a munkában tett említést a Nádasdtól (Mecseknádasd) DK-re fekvő gránittömrőről is, amelyet közettani tekintetben szienitnek ítélt.

BÖCKH JÁNOS (1876) a pécsi gránitkibúvás kísérletében gránitgneiszet és „faggyas palákat” is leírt. A hegység Ny-i végében, a perm brachiantiklinális magját alkotó durva konglomerátum fekvőjében Nyugotszenterzsébetnél gránitkibúvást talált. Erről MATYASOVSKY JAKAB (1876) tudósított, BÖCKH JÁNOSRA hivatkozva.

A PETERS által említett gránittömrős első beható tanulmányozója ROTH SAMU (1876) volt. A Pécs-Bátaszék közötti vasútépítés nagy feltárásait is felhasználva, alapvetően máig helytálló tanulmányt készített a „Fazekasboda-Mórágai-hegylánc” eruptív kőzeteiről. A magmás képződményeket három csoportba sorolta: (1) ortoklász-oligoklász gránit, (2) gneisz gránit, (3) ortoklász gránit. Földtani szelvényein bemutatta a három kőzetcsoporthoz egymáshoz való viszonyát, kiemelve, hogy a hegység fő tömegét az 1. csoport kőzetfajtái alkotják, amelyekben zárványként található a 2. csoport képződményei, és végül mindkettőt áttörik a 3. csoport vékony telérés kifejlődésű kőzetei. A bátaapáti Köves-patak völgyében tektonikus érintkezést állapított meg a gránit és az „agyagpala” (Ófalui formáció) között.

A Mórágai Gránit és kísérő képződményeinek koráról VADÁSZ ELEMÉR (1914) közölt először véleményt, megállapítva, hogy a gránit kora perm előtti, újpaleozoós, a fillit kora pedig a legidősebb ópaleozoikum lehet. Később (1941) a gránittömrősöt olyan plutonnak tekintette, amely a variszkuszi orogenezis asztúriai fázisában nyomult föl. Ő készítette az első földtani térképet a Fazekasboda-Mórágai vonulatról, amelyet a Mecsek hegység c. monográfia 1 : 75 000 méretarányú térkép-mellékletén adott közre.

A gránit formáció első mikroszkópos közettani és kőzetkémiai vizsgálatát PAPP FERENC és REI-

CHERT RÓBERT (1930) végezték el. Meghatározták a gránit kőzetváltozatait és telérközeteit (lamprofir, aplit).

TELEKI GÉZA (1941) a Velencei- és a Fazekasboda-Mórágai-hegység összehasonlító gránittektonikai vizsgálatával foglalkozott. Megítélése szerint mindkét hegység „postorogenezis magpluton”, azonban szerkezeti felépítésük és esetleg keletkezési idejük is valamelyest eltér. A variszkuszi rendszerben összekötő kapocsként szerepelnek a Moráviai zóna és a Rodope között.

VAJK RAUL (1943) regionális geofizikai kutatás alapján a Fazekasboda-Mórágai-röghegység ÉK irányú folytatódását állapította meg, fiatal képződmények alatt, egészen a Duna vonaláig.

FÖLDVÁRI ALADÁR (1948, 1952) és SZALAY SÁNDOR (1948) – a magyarországi hasadóanyag-kutatás elindítói – a mecseki gránitterületen is végeztek radiológiai méréseket.

MAURITZ BÉLA és CSAJÁGHY GÁBOR (1952) alkáli telérközetekeket írtak le a mórágai gránitterületről. A trachitos kőzetkifejlődés alapján feltételelesen a mecseki fonolittal és trachidolerittal hozták őket kapcsolatba, de azonos esélyt adtak a gránit telérkíséretéhez való tartozásnak is (bosztonit).

ROTH SAMU követően átfogó földtani vizsgálatot és ezzel együtt részletes földtani térképezést JANTSKY BÉLA végzett a mórágai gránitterületen. 1953-as munkájában dinamometamorf gránitot írt le Ófalu környékéről, amely fillittel váltakozik. Ezt regionális metamorfózis keretében keletkezettnek minősítette.

SZÁDECZKY KARDOS ELEMÉR (1959) állásfoglalása a mórágai gránit palingén eredete mellett új irányt szabott a kutatásnak. A velencei-hegységi „normál pluton”-nal szemben a mecseki granitoid képződményeket idősebb kristályos palákból gránitosodással létrejöttek tekintette. A bizonyítékot a Pécs-7 jelű fúrás rétegsorában a gránit és a palaburok közötti fokozatos átmenetben látta.

Ipari célú hasadóanyag-kutatás a gránitterületen 1962-ben kezdődött. A komplex radiológiai és hidrometallometriai méréseket a terület újratérképezése követte, amelyhez közettani-geokémiai vizsgálat kapcsolódott. Ez a kutatás a palingén grániteredet szemléletében folyt, és végül éppen ezzel indokolhatták a kőzettömeg roppant szegé-

nyes metallogéniai karakterét. CSALAGOVITS ISTVÁN (1964) a földtani térképezés mellett, az akkoriiban kezdődött (meglehetősen bizonytalan) radioaktív kormeghatározások alapján, új fejlődéstörténeti koncepciót is kialakított. Véleménye szerint a gránitosodás több ütemben lejátszódott palingén folyamat, amelynek fő szakasza a kaledóniai orogenezis volt, de variszkuszi fázisai is voltak, sőt az alpi magmatizmus lehetőségét sem tartotta kizárhatónak (bostonit telérek).

GHANEM M.A.E.A. és RAVASZRNÉ BARANYAI LÍVIA (1969) beható petrográfiai és kőzetkémiai vizsgálatokat végeztek a palingén mecseki gránit protolitjainak meghatározása érdekében. Megítélésük szerint a Mecsek DK-i előterében felszínen lévő kristályos képződmények legvalószínűbben prekambriumi geoszinklinálishoz kapcsolódó, túlnyomórészt iniciális magmatizmus effuzív képződményeinek, valamint alárendelten közbe-települő üledékes képződményeknek és jelentős bázisos intrúzióknak az átalakulásából származhatnak. Az előbbieket a prekambriumi orogén során regionális metamorfózist szenvedtek, s ma zöldpala, albit-epidot-amfibolit fáciesbe sorolhatók. Kaledóniai hatás nem mutatható ki. A variszkuszi orogén folyamán a migmatitosodott intrúzióknak, a kristályos palák kisebb mértékű kalimetaszomatózist szenvedtek.

SZEDERKÉNYI TIBOR (1974, 1975, 1985) a mecseki gránittömeg tengelyében kialakult transzkurrens vetőként értelmezte a Mecsekalja szerkezeti öv keletkezését; földtani alapszélvények beható vizsgálata alapján jellemezte az Ófalu formáció képződményeinek földtani kifejlődését, és meggyőző magyarázatot adott a gránitosodással való kapcsolatukra.

KISS JÁNOS (1962), SZEBERÉNYI HELGA (1967), FÖLDVÁRINÉ VOGL MÁRIA és BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA (1968), BOGNÁR LÁSZLÓ (1971), NAGY BÉLA (1974), PANTÓ GYÖRGY (1975), BÉRCZI JÁNOS – BOGNÁR LÁSZLÓ – KISS JÁNOS (1976), LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI (1981) korszerű anyagvizsgálati módszereket, ill. eszközöket igénylő vizsgálatokkal járultak hozzá a megismerés folyamatához.

OVCSINNIKOV L.N. – PANOVA M.B. – SANGAREEV F.L. (1965), KOVÁCH ÁDÁM – BALOGH KADOSA – SÁMSONI ZOLTÁN (1968), SVINGOR ÉVA –

KOVÁCH ÁDÁM (1981), BALOGH KADOSA – ÁRVÁNÉ SÓS ERZSÉBET – BUDA GYÖRGY (1983) izotópegokronológiai vizsgálatokat végeztek.

JANTSKY BÉLA 1949-ben kezdődött mecseki gránitföldtani munkássága nemcsak „A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana” c. akadémiai doktori disszertáció elkészítéséhez és közreadásához vezetett (1979), hanem fokozatosan kiterjedt a Tiszai nagyszerkezeti egység kristályos alaphegységének átfogó tanulmányozására is. Megítélése szerint a kristályospala alaphegység legidősebb képződményei az alsóproterozoikum során (1900–1500 m. é. közötti intervallumban; Karelidák, Svekofennidák) eugeoszinklinális üledékes és iniciális-ofiolitos magmás tevékenység révén keletkeztek, majd a góthi orogén fázisban (1500–1200 m. é.) amfibolit fáciesű regionális metamorfózist szenvedtek, és cordierit-sillimanit, disztén-staurolitos, gránitos-biotitos paragneisszé; piroxénos, amfibolos, gránatos paragneisszé; eklogitá; metahomokkővé, metakonglomerátummá és metabazalttá alakultak. Az ultrametamorfózist, ill. gránitosodást még ugyancsak az alsóproterozoikumba (1200–1000 m. é., dalslandi orogenezis) helyezte. Megítélése szerint a gránitosodás két ágon jutott el a szkialitos nebulitos porfiroblasztos gránitig: a) regionális metamorfítok → réteges migmatit → diatexit → gránit; b) metabázit → diatexit → gránit. Az Ófalu formáció fillit, mészfilit és kristályos mészkő képződményei véleménye szerint a felsőproterozoikum alsó részében (1000–700 m. é.) keletkeztek, majd a bajkái orogenezis idején (700–500 m. é.) zöldpala fáciesű regionális metamorfózist szenvedtek. Jelenlegi helyzetük tektonikus beékelődés a réteges migmatit és a gránit között.

A korszerű gránitkutatás képviselője BUDA GYÖRGY (1969, 1972, 1974, 1981, 1985). (Fontosabb megállapításait néhány mondatban itt, a földtani megismerés keretében; valamivel részletesebben a gránit és granodiorit fejezet összefoglalásaként idézzük). Megállapította, hogy a délmagyarországi granitoidok heterogén összetételűek; a magmás eredetű rezisztit kivételével uralkodóan S típusúak; K-gazdagok; gyengén alkáli és monzonitos jellegűek. Az alkáliáknak a Si-tól független eloszlása is anatexites-metaszomatikus képződésre utal. A minimum hőmérsékletű grá-

nitolvadékat kompressziós, kismértékben extenziós tektonika hozta létre.

Elterjedés, település, tagolás

A Mórágai Gránit formáció képződményei a felszínen a Fazekasboda–Mórágai-röghegységben mintegy 18×11 km területen tanulmányozhatók (95). Innen ÉK felé (a Dunáig viszonylag nem nagy mélységben) Bátaszék–Pörboly, Alsónána–Szekszárd–Tolna irányában, széles sávban húzódnak át az Alföld területére, ahol a miskei, soltvadkerti, soltszentimrei, kecskeméti fúrások tárták fel a Mecseki gránit öv folytatását.

A Mecsekalja szerkezeti övben (Alsónána–Szirovár között) az Ófalui formáció különböző mértékben gránitosodott képződményei találhatók, kis területen a felszínen is (Bátaapáti és Lovászhetyén között, valamint Pécssett a Vak Bottyán utca–Aradi vértanúk útja vonalában és a Damjanich utcától a Jakabhegyi útig, a Szülészeti Klinika mögötti területen).

Gránit kibúvások vannak a Nyugotszenterzsébet községtől É-ra levő völgy oldalában, majd tovább az erdőben csordogáló patak medrében. Gránitkibúvást találtak Nagyvátyon, és gránitot tártak fel a közelben a gyűrűfűi fúrások, valamint a Mozgó M-1 jelű fúrás. A Keleti-Mecsek északi előterében a Szaltnak Sz-3 jelű fúrás granodioritba, a Mágocs Má-1 jelű fúrás gránitba jutott.

A gránitosodott tömeg szerkezetéről keveset tudunk. Csak a Mecsekalja öv mentén kialakult transzkurrens vető zóna és annak az Ófalui formáció képződményeinek migmatitosodásában játszott szerepe tűnik jól értelmezhetőnek. A fazekasboda–mórágai gránittömeg képződményeinek a Mecsekalja szerkezeti övvel párhuzamos lapos boltozat jellegű szerkezete is igazoltnak látszik. Legkevésbé a nagyobb kristályossági fokú gneisz, csillámpala, amfibolit és a gránit közötti kapcsolat ismert.

Gránitosodás a Mecsekalja szerkezeti öv és a Fazekasboda–Mórágai-hegység területén

A Mecseki Gránit formáció palingén keletkezésének felismerése, a protolit probléma első átfogó

értelmezése és a gránitosodás jellegzetes képződményeinek leírása mindenekelőtt a Mecsekalja öv területén és az annak szomszédságában lévő feltárások vizsgálata alapján történt. Az erős tektonikai igénybevételnek is kitett Ófalui formáció metagrauwacke, metavulkanit és karbonátos képződményeinek sajátos migmatitosodására SZEDERKÉNYI TIBOR hívta fel a figyelmet. Az északi gránitsegély „epigneisz”, agmatit és a diatexit képződményei is az Ófalui formáció képződményeinek átalakulása révén keletkeztek. Ugyanakkor a magasabb metamorf fokú Görgetegi Kristályospala ultrametamorfózisának átfogó bemutatása még hiányzik.

Réteges migmatit

A Mecsekalja szerkezeti övben, Bátaapáti és Pécs között mintegy 500–750 m szélességben, túlnyomórészt a szerkezeti öv ÉNy-i oldalán, többékevésbé összefüggő vonulatban ismerjük a réteges migmatit elterjedését.

Amint arra az előzőekben már utaltunk, a réteges migmatit feltehetően az Ófalui formáció metagrauwacke és tufás metagrauwacke rétegcsoportjaival azonos eredetű képződmény. A gránitosodás boltozati tengelye mentén kialakult transzkurrens vető nyíró hatására és K-metaszomatózis eredményeként keletkezett. A metamorf kőzetek anatektikus átalakulásának első fázisát képviseli. A réteges migmatit leukoszom rétegeinek képződését megelőzően blasztézis és deformáció történt, aminek következtében az újonnan keletkezett földpát porfiroblasztok porfiroklasztokká alakultak. Ezt követte a leukoszom és melanoszom sávok ritmikus váltakozásának kialakulása. Az anatektikus előrehaladásával a leukoszom sávok száma és vastagsága a melanoszomok rovására növekedett [109]C. A sávok esetenként sík lapúak, máskor szeszélyesen gyüredeztettek (ptigmásak) [109]B. A leukoszom éppúgy helyben keletkezett része a migmatitnak, mint a melanoszom.

A leukoszom „rétegek” anyaga főleg K-földpát (kezdődő K-metaszomatózis), kevesebb a plagioklász és a kvarc. Alárendeltem muszkovit és biotit is előfordul. A melanoszom anyaga mikroszkóposan apró szemcsés, biotitdús, földpát porfiroklasztos.

A réteges migmatit fejlődése a leukoszom réte-

gek vastagodásában, a melanoszom vékonyodásában, a szemcseméreték nagyobbodásában, a melanoszom-leukoszom érintkezés elmosódottabbá válásában, a homogenizálódás erősödésében jut kifejezésre. A leukoszomnak a biotittartalma, a melanoszomnak a földpáttartalma növekszik.

Reomorf réteges migmatit kategóriába sorolta JANTSKY BÉLA azt a réteges migmatit kifejlődést, amely megőrizte ugyan „réteges” szerkezetét, de a kőzet tovább kristályosodott, homogenizálódott, és a földpátok zónás szerkezetűvé váltak.

A kutatás során az a várakozás alakult ki, hogy a réteges migmatit vonulat fokozatos átmenettel reomorf migmatitban, majd diatexitben folytatódik. Reomorf migmatit azonban csak alárendelten található, és a réteges migmatit túlnyomórészt epimetamorf ófalui képződményekkel érintkezik.

Agmatitváltozatok

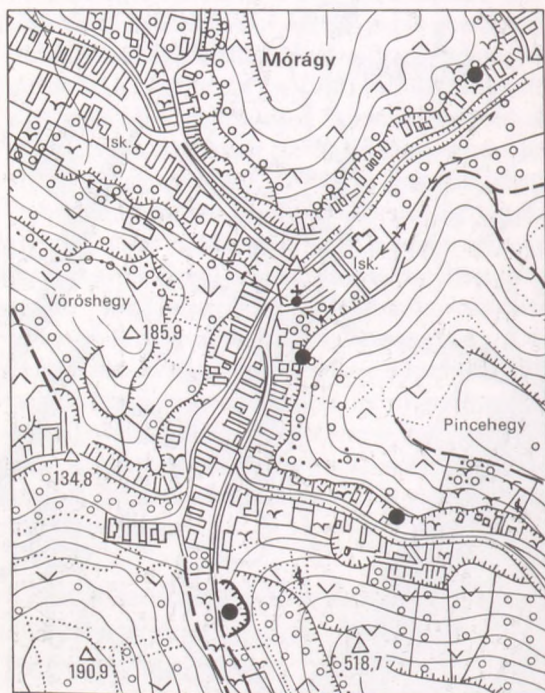
Az agmatitok olyan – többfokozatú átalakulást szenvedett – résztitek, azaz zárványok, amelyek a dm-től a több 10 m-es, esetleg ennél is nagyobb

tömbökként úsznak a gránitosodás magasabb fokát képviselő metatektben (befogadóanyagban). Hossztengelyükkel, ill. szóródásukkal a gránitvonalat általános csapásirányába rendeződve helyezkednek el. Nem érintkeznek a réteges migmatittal, és általában nem is abból fejlődtek ki. Eredeti kőzetük, amelyből az agmatitok keletkeztek, feltehetően a mórágyi gránitterületen található paragneiszek. Az agmatitok azonban már nem tartalmaznak sem cordieritet, sem staurolitot, és csak egyetlen esetben volt észlelhető biotitból keletkezett sillimanit. Ugyancsak ritkaságszámba megy a muszkovit is.

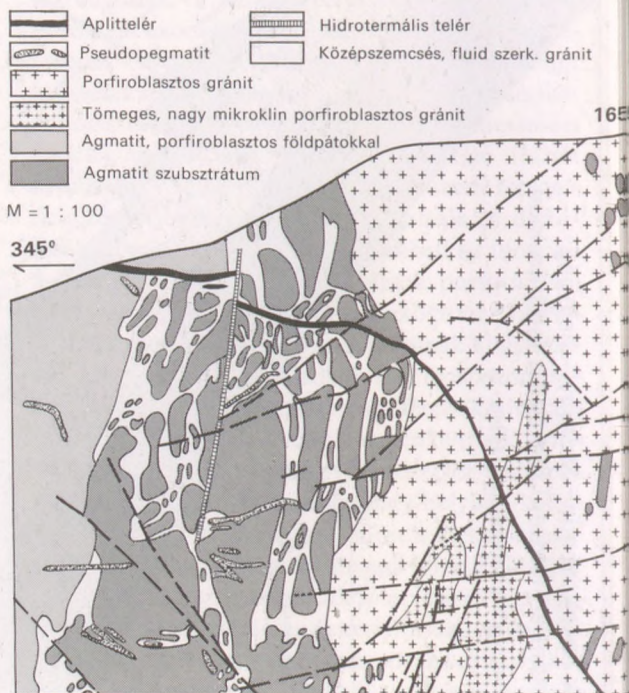
Az agmatitok gránitosodási folyamata JANTSKY BÉLA szerint négy szakaszra tagolható:

1. A biotitos cordierit–sillimanit paragneisz–pseudomigmatit közvetlen agmatittá alakulása egyetlen helyen, Lovászhétyentől ÉK-re egy erdei ösvény mentén figyelhető meg. Az eredeti metamorf kőzet csupán ökölnagyságú gumókban maradt meg az agmatitsubsziatrátum közepében.

2. A második szakasz köztípusára a nagyobb



96 Mórággyi Gránit típusfeltárások



97 Agmatitos gránitfelszín Mórággyon, a szintezési alappontnál

szemcseméret, a biotit gyakorisága, amfibol és kétgenerációs földpát a jellemző. A palás szövetet lineációs szövet váltja fel. Általában nagyobb méretű agmatitok középső részét képviseli, de előfordul önálló szkialitok alakjában is.

3. A fejlődés harmadik szakaszára a földpát porfiroblasztok megjelenése, a mikroklin részarányának megnövekedése, új biotitgeneráció képződése és a lineáció fokozatos eltűnése a jellemző. A kőzet szemcsézettisége az előzőnél nagyobb, színe világosabb.

4. Az agmatitfejlődés negyedik szakaszában a zárványok elvesztik éles körvonalukat, belső szerkezet nélküli nebulittestekké válnak, amelyek plasztikusan deformálódtak. Biotit, amfibol, K-földpát, kvarc és titanit jellemző ásványos összetételükre. A Fazekasboda–Mórággyi hegység egész területén megtalálhatók. (97) [109]A

Diatexit

Ebbe a kategóriába tartoznak azok a nagyobb méretű, apró és közép szemcsés, gyakran palás vagy lineációs szövetű, földpát- és biotitdús kőzettestek, amelyek a gránittömeg peremén, de számos más helyen is gigantikus szkialitokat, illetve összefüggő pásztákat alkotnak. Kémiai karakterük változó: az aplittól a granodioritig tart. Ásványos összetételük: ortoklász, mikroklin, plagioklász, kvarc, biotit, amfibol, titanit, epidot. Járulékos ásvány az apatit és a cirkon. Nagyméretű földpát porfiroblasztokat nem tartalmaznak. Szövetük, szemcseméretük és ásványi összetételük alapján leginkább az agmatitfejlődés 3–4. szakaszának képződményeihez hasonlíthatnak.

A fazekasboda–mórággyi gránitterület migmatitos képződményeinek MEHNERTTŐL (1968) átvett rendszere JANTSKY BÉLA alkalmazásában nehezen átlátható; sok a homályos definíció és gyakori a kategóriák közötti átfedés. Ma már a külföldi irodalomban is jelentős egyszerűsítést találunk ezen a téren (ASHWORTH 1985). Számunkra azonban – a földtani kifejlődés áttekintésére – nem állt rendelkezésre JANTSKY monográfiájánál jobb alapmunka.

Gránitosodott metabázitok

Apró és közép szemcsés, mafikus elegyrészekben gazdag kőzettestek, amelyek porfiroblasztos

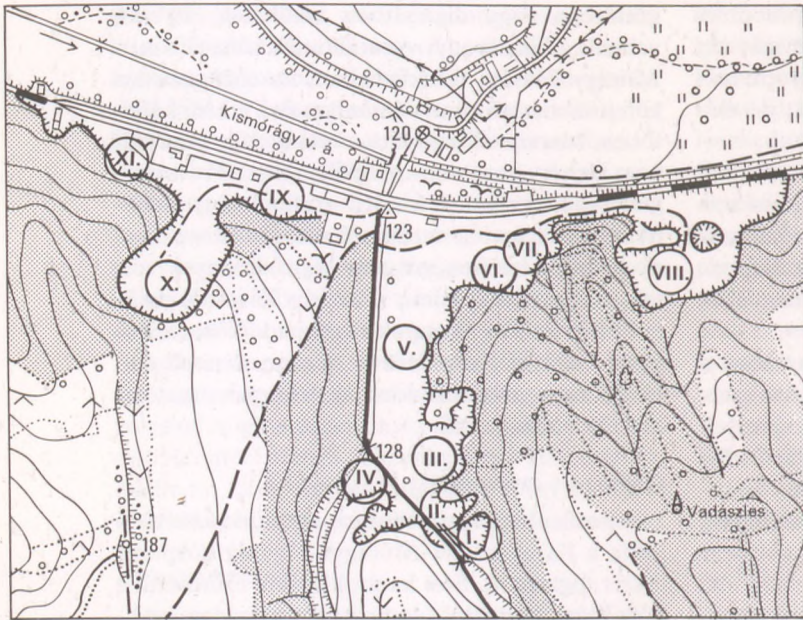
gránitban vagy diatexitben találhatók. Ilyenek vannak a kismórággyi vasútállomás kőfejtőiben, a Mórággyi községi feltárásokban, az erdősmecskei kőfejtőben, valamint Véménden és a fekedei kőfejtőben. Metamorfózis előtti anyakőzetüket ma már nem lehet pontosan megállapítani. Kvarcszenyénységük, valamint a biotit–amfibol nagy mennyisége és nagy Cr-tartalmuk alapján annyi bizonyos, hogy bázisos magmás képződmények voltak. Átalakulásuk során a bázisos kőzetből amfibolit képződött. Anyaguk a befogadó kőzet anyagával együtt szenvedett ultrametamorfózist. Hogy nem gránitosodott, az a metasomatózis csekély voltára utal.

Gránit és granodiorit [110]–[113]

A porfiroblasztos, nebulitos granitoid kőzetfejlődés a Fazekasboda–Mórággyi-hegység központi részét foglalja el. Éles határok nélkül érintkezik a szkialitos, diatexit, agmatitokban gazdag övekkel. A legjobban gránitosodott, legjobban homogenizálódott részét képviseli a kristályos alaphegységnek. Nagybik része kőzetanalóg granodiorit. A JANTSKY BÉLA által definiált kőzetváltozatok a következők:

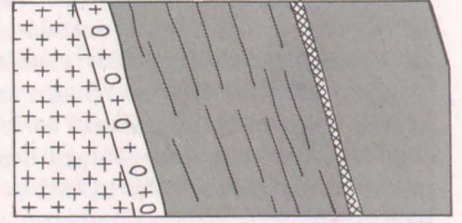
a) *Világosvörös–szürke apró szemcsés gránit.* A kismórággyi kőfejtők (98) jellegzetes kőzetanyaga. Nagy elterjedésben található a mórággyi völgy Ny-i oldalán, Feked és Erdősmecske között, valamint Bátaapátitól ÉK-re is. Világosszürke agyagásványos felülettel mállik. Ásványos összetételére a kétgenerációs földpátok, a cirkon- és rutil- (szagenitrács) zárványos biotit, valamint a xenomorf kvarc jellemző. Az idős, zónás oligoklász- és ortoklászszemcsék szericitesedtek és klasztitosodtak. Zárványként fordulnak elő a fiatalabb, üde pertites ortoklászban, ill. mikroklinban. A biotit idiomorf a régi földpátokhoz viszonyítva is, amelyekben apró lemezei zárványként helyezkednek el. Járulékos ásványok elsősorban az apatit, cirkon, rutil és monacit (biotitban), azonban torit és szulfidásványok is előfordulnak. A földpátok kis mennyiségben allanitot és uránallanitot is tartalmaznak.

b) *Élénkrózsaszínű, közép szemcsés gránit,* porfiroblasztok nélkül. Mállottan szögletes darabokra esik szét. Főleg Fazekasboda déli részén található, innen az erdősmecskei vasútállomásig húzódik.

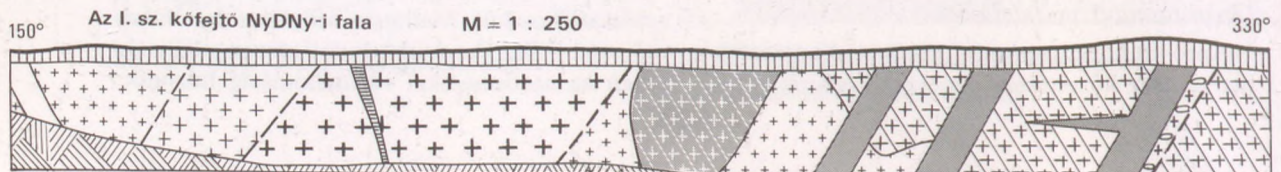
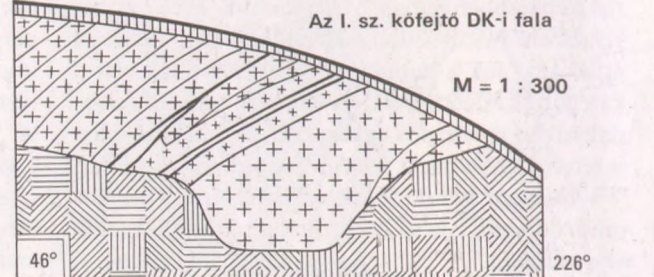
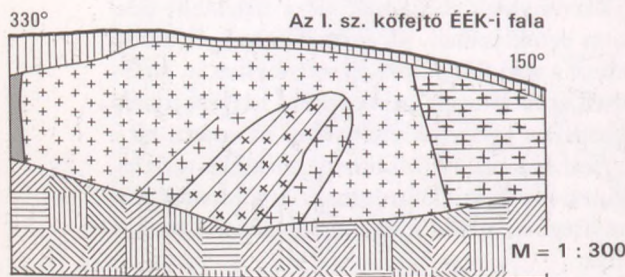
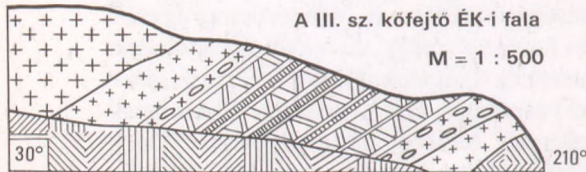
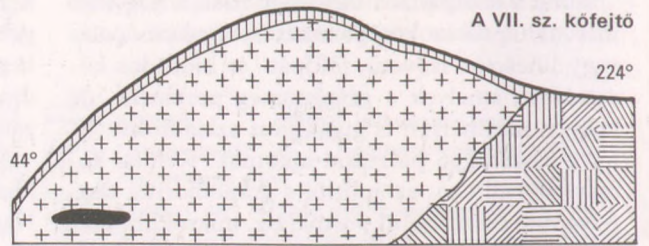
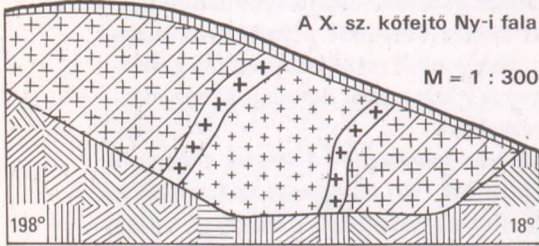


- | | | | |
|--|---|--|--------------------|
| | Pleisztocén | | Meddő törmelék |
| | Bosztonit telér | | Diabáz telér |
| | Milonit | | Tektonikus breccsa |
| | Aragonit telér | | Kvarcit telér |
| | Szürke-vörös aprókrisztályos gránit (mikrogránit) | | |
| | Szürke-vörös középszemcsés porfirós gránit | | |
| | Szürke-fehér földpátos porfirós gránit | | |
| | Katakálizosodott, mállott gránit | | |
| | Szürke-vörös óriásporfirós gránit | | |
| | Resztit | | Vénit |

M = 1 : 60



Az I. sz. kőfejtő ÉNy-i falának DNy-i vége



Ugyancsak kétgenerációs földpáttartalom a jellemző, amely olyan mértékben uralkodóvá válhat, hogy a mafikus ásványok mennyisége a minimumra csökken. Jellemzők az ilyen 1–2 m szélességű, biotit nélküli, földpátdús szakaszok, valamint a vékony élénkvoros aplitek.

c) *Szürke színű, fehér porfiroblasztos granodiorit*. Amfibol- és fehérciklozin-tartalmú; lineációs szövetség; a felszínen is üde, nagy keménységű kőzet, 50–100 m széles vonulatokat alkot (Mórógyi községi kőfejtő, Üveghutától Ny-ra, a Lochmalom völgyében, az erdősmecskei vasútállomás melletti kőfejtőben és innen ÉK-re). A kőzetre a biotitgazdagság jellemző. A sötétbarna biotit idiomorf, és gyengén kloritosodott. Sok leukoxén zárványt tartalmaz. Földpáttartalma az eddigiekhez hasonlóan kétgenerációs. A fiatalabb, nagy termetű, pertites mikroklin és oligoklász részaránya az előző típusokhoz viszonyítva jóval nagyobb. A földpát profiroblasztok közepén néha epidot- vagy biotitmag figyelhető meg. A kvarc xenomorf és hullámos kioltású.

d) *Nebulitos, szkialitos, porfiroblasztos gránit*. Az előbbiekhöz viszonyítva kevésbé jól homogenizálódott kőzet. A felszín közelében 20–30 m vastagságban erősen mállott, murvává széteső. Ez a kőzetfajta a leggazdagabb nagy termetű (4–5 cm) földpát profiroblasztokban, amelyek különösen a szkialit- és nebulittömbök körül gyakoriak (Véménd-Újtelep, Mórógyi-D). Amfibol-titanit-biotit tartalmú, granodioritos összetételű.

e) *Apró szemcsés biotitos telérgránit és aplit*. Kőzettani és genetikai egységet alkotnak. Késő orogén, olvadék eredetű telérkőzetként írta le minden kutató ROTH SAMUTÓL napjainkig. Korbéli, nem nagy mértékű elkülönülést izotóp-geokronológiai adatok is igazolják.

Az apró szemcsés telérgránit tulajdonképpen biotitban dúsabb, vastagabb aplittelér. Minél vékonyabb a telér, annál apróbb szemű, és annál kevesebb biotitot tartalmaz. A néhány cm vastagságúak egészen apró szemcséjűek, és biotit nélküliek; főleg vöröses, apró szemcsés földpátból állnak, kvarctartalmuk is kevés.

Az aplittelérek gyakran rajokban jelentkeznek. Mobilitásukat a gránittömegben kívüli képződményekben való megjelenésük (az Ófalui formáció képződményeiben, szerpentinittestekben) is jelzi.

Ásványos összetételük ortoklász, mikroklin, plagioklász (oligoklász), kvarc, (biotit–muskovit). Járulékos ásványok: cirkon és apatit (földpátban), monacit (biotitban), kevés bastnesit, leukoxén, ilmenit, rutil, magnetit, ritkán torianit és allanit.

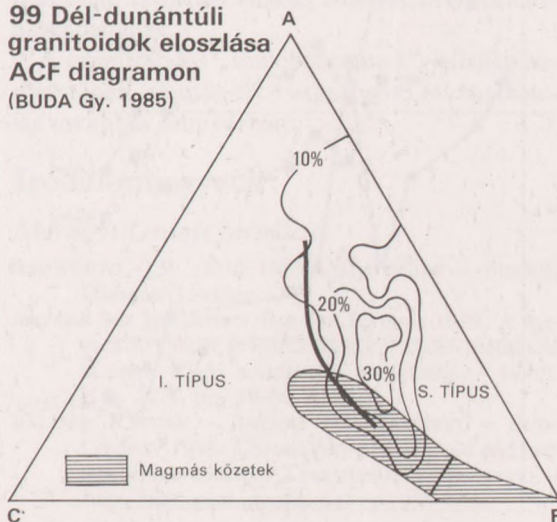
f) *Pegmatit*. Fazekasbodán, a Loch-malom környékén, valamint Véménd és Geresd szomszédságában kisebb pegmatitmezőket ismerünk. Nagyméretű (néha 10 cm-t elérő) élénkrozaszínű ortoklászból, mikroklinból és xenomorf kvarcból állnak. Gyakori az írásgránitos, pertites szövet és a mirmekitképződés. Járulékos elegyrészként biotit és apatit is előfordul.

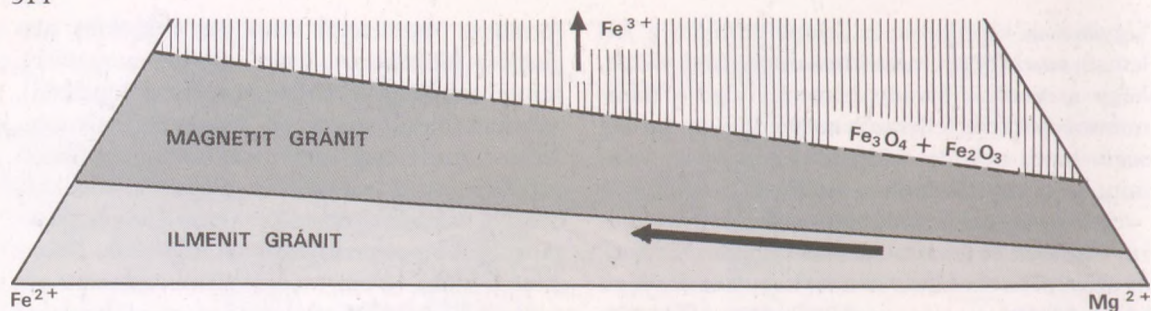
Az ismert kőzetfajták ugyanazon gránitosodás fejlődésének szakaszait, helyi különbségeit, a palingén olvadékká alakult anyag heterogenitását, ugyanakkor az átalakulás egységes mechanizmusát mutatják. A gránitosodás folyamata – a Fazekasboda–Mórógyi-röghegység területén az Ófalui formáció üledékes eredetű képződményeinek kis- és közepes fokú regionális metamorfózisától az ultrametamorfózis befejező szakaszáig – megszakítás nélküli, progresszív folyamat volt.

BUDA GYÖRGY (1985) a Mórógyi Gránit formáció átfogó jellemzésére a következő meghatározást adta: S típusú (99), K-gazdag, mészkáli–monzonitos és ilmenit típusú. Resztit, víztelített minimum hőmérsékletű anatektikus olvadék és K-metaszomatit együttese.

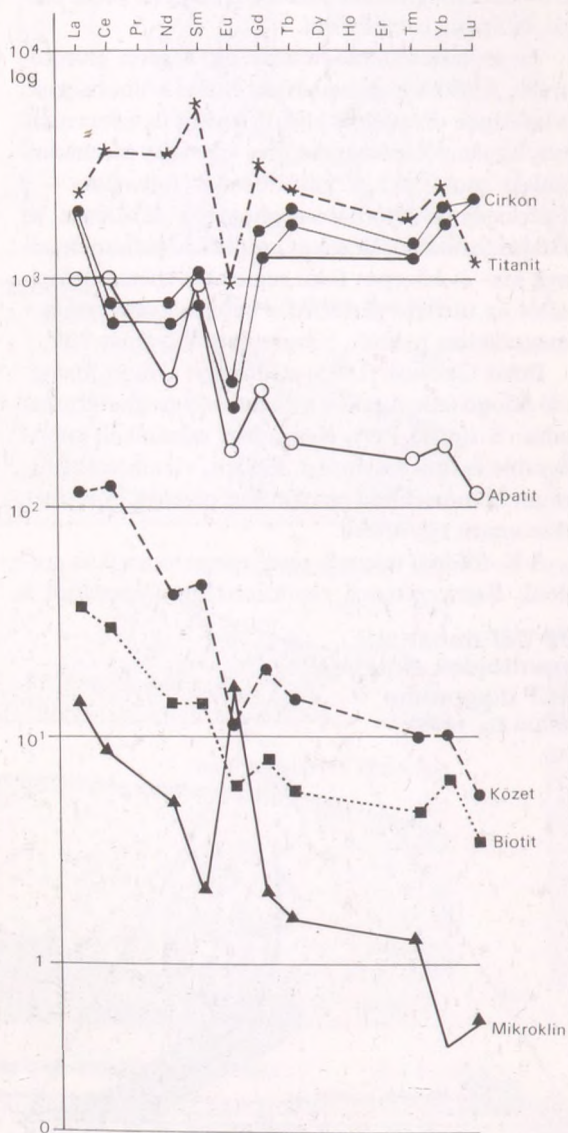
A K-földpát jelentős része metaszomatikus eredetű. Szerkezetének rendezettsége a résztittől a

99 Dél-dunántúli granitoidok eloszlása ACF diagramon (BUDA Gy. 1985)





100 Dél-dunántúli granitoidok biotitjának összetétele (Buda Gy. 1985)



porfiroblasztos granitoidig nő, majd a mikrogránitban és a pegmatitban a gyorsabb lehűlés miatt kissé csökken. A porfiroblasztos granitoidban az intermedier alpanyag és a porfiroblasztok közel maximális rendezettségét az anatektikus-metaszomatikus modellel lehet értelmezni. A nagyobb hőmérsékletű anatektikus olvadékból gyorsan kristályosodott K-földpát fokozatos rendeződéssel keresztárcsozott mikroklinná alakult, majd K-metaszomatózissal új ikermentes, rendezett K-földpát képződött.

A granitoidok köztípúsaira kis oxidációs fokú, kis negatív Eu-anomáliájú Mg-biotit jellemző (100). A granitoid olvadékrendszerben a biotit kis oxigén-, közepes vízfugacitáson és közepes hőmérsékleten stabil, gyakori opak ásvány kísérője az ilmenit.

A bázisos resztit ritkaföldfém mennyisége kicsi, Cr-tartalma nagy. A ritkaföldfémek a közetalkotó ásványokban dúsulnak. A porfiroblasztos granitoidok nagy ritkaföldfém-tartalma főleg a járulékos elegyrészekben koncentrálódik (cirkon, apatit, titanit), (101). A reziduális olvadékból kristályosodott mikrogránitban és aplitban a járulékos elegyrészek hiánya miatt kevés a ritkaföldfém.

101 Dél-dunántúli granitoidok és ásványaik (mikroclin, apatit, biotit, titanit, cirkon) ritkaföldfém tartalma (Buda Gy. 1985)

A Mórágai Gránit formáció kora

Az első – rétegtani alapon nyugvó – kormeghatározás VADÁSZ ELEMÉRTŐL származik (1914). A mecseki perm réteggösszetben talált gránitkavicsok és a fillit–gránit tömeg földtani helyzetéből arra következtetett, hogy a gránit kora perm előtti újpaleozoikum, a fillité pedig a legrégebb paleozoikum. Későbbi munkáiban (1935, 1953 és 1960) – állásfoglalását pontosítva – a gránit keletkezésének korát a variszkuszi orogén asztúriai szakaszába helyezte.

CSALAGOVITS ISTVÁN (1964) többfázisúnak tekintette a gránit képződését, kaledóniai főfázissal.

OVCSINNIKOV és szerzőtársainak izotópkoradatai 325 millió év átlagértéket mutatnak, K/Ar módszer alapján biotitból, kálföldpátból és teljes kőzetből (1965).

KOVÁCH ÁDÁM – BALOGH KADOSA – SÁMSONI ZOLTÁN (1968) igen erősen szóró adathalmazt határoztak meg, amelyből K/Ar módszerrel mért adatok az OVCSINNIKOV-féle adatokkal egyezők, az Rb/Sr adatok azonban rendkívül heterogének. Így a Ny-mecseki és a pécsi gránit korát 1150 ± 50 millió évesnek, a szalatnaki granodioritét pedig 1397 millió évesnek határozták meg, ugyanakkor számos mórágai-hegységi gránitminta átlagértékét 284 ± 10 millió évesnek adták meg.

JANTSKY BÉLA (1979) a Rodope és a Szerb–Macedón masszívum kristályos képződményeivel való hasonlóság, valamint néhány nagy értéket adó izotóp-kormeghatározás alapján a gránitosodást a dalslandi orogén idejére: 1200–1000 millió év közé helyezte.

ÁRVÁNÉ SÓS ERZSÉBET és BALOGH KADOSA (1979) szeparált biotitból, amfibolból és muszkovitból K/Ar módszerrel 331 ± 13 , 332 ± 25 , 321 ± 20 millió év adatokat kaptak.

SVINGOR ÉVA – KOVÁCH ÁDÁM (1981) Rb/Sr módszerrel többütemű gránitképződést mutattak ki. A gránitosodás véleményük szerint 430 millió évvel ezelőtt kezdődött (1. ütem), 335 millió évvel ezelőtt a 2. ütem volt a legnagyobb erősségű, majd 270 ± 20 millió éve aplit–mikrogránit képződéssel zárult a gránitosodás folyamata a Mecsek hegységben. Adataik teljes kőzetből és biotit szeparátum vizsgálatából származnak.

A legutóbbi izotópkoradatok a mecseki grani-

toid képződményekről BALOGH KADOSA – ÁRVÁNÉ SÓS ERZSÉBET – BUDA GYÖRGY munkájaként 1983-ban jelentek meg. E szerint a mórágai kőfejtő diatexitjéből szeparált cirkon és titanit ásványok U/Pb kora 365 ± 8 millió évesnek adódott, ami a szerzők véleménye szerint a szinkinematikus anatexis legidősebb megnyilvánulása. A gránitból szeparált biotit Sr/Rb kora $306\text{--}310 \pm 5$ millió év, a K/Ar elemzés ugyanakkor 334 ± 11 millió éves koradatot eredményezett.

1981-ben KEDVES MIKLÓS (In SZEDERKÉNYI TIBOR 1981) az Ófalui formáció agyagpalájából magasabb rendű növényi szállítószövet töredéket mutatott ki, amelyek kora a szilurnál nem lehet idősebb. SZEDERKÉNYI TIBOR pedig az Ófalui formáció feltehetően devon időszaki kristályos mészkövének töredékét találta meg zárványként a gránitban. Az izotópkoradatok és a perm réteggösszet gránitkavicsai mellett KEDVES MIKLÓS és SZEDERKÉNYI TIBOR megfigyelése is megerősíti a gránitosodás alsókarbon korát.

Gyakorlati jelentőség

A Mórágai Gránitot vasútépítésre, közutak és épületek alapozására használták. A múlt században a Pécs–Bátaszék közötti vasútvonal építéséhez számos kőfejtőt nyitottak. Rendszeres termelés jelenleg csak az erdőmecskei kőfejtőben folyik. Számos felhagyott vagy időszakosan művelt kis kőfejtő is van. Ez utóbbiak többnyire gyenge minőségű terméket adnak, amelyet helyi célokra hasznosítanak.

A gránitosodás „szülőközeteinek” jelenlegi ismeretében jelentős érc- vagy egyéb ásványdúsulás továbbra sem várható.

Irodalomjegyzék

Mórágai Gránit formáció

- ASHWORTH, J.R. (Ed.) 1985: Migmatites. – Blackie, Glasgow/London.
- ÁRVÁNÉ SÓS ERZSÉBET – BALOGH KADOSA 1979: A mecsek hegységi gránitok és a környező metamorf kőzetek K–Ar módszeres vizsgálata. – Földt. Kut. 22/4, pp. 33–36.
- BALOGH KADOSA – ÁRVÁNÉ SÓS ERZSÉBET – BUDA GYÖRGY 1983: Chronology of granitoid and metamorphic rocks of Transdanubia (Hungary). – Anu. Inst. geol. geofiz. 61, pp. 359–364.

- BÉRCZI JÁNOS – BOGNÁR LÁSZLÓ – KISS JÁNOS 1976: Neutronaktivációs analitika és jelentősége a földtani–geokémiai kutatásokban. – Földt. Közl. 106/2, pp. 161–169.
- BOGNÁR LÁSZLÓ 1971: Mineralogical and geochemical study of zircons in the granitoids of Hungary. – Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol. 14, pp. 17–28.
- BÖCKH JÁNOS 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. – Földt. Int. Évk. 4/4, pp. 129–287.
- BUDA GYÖRGY 1969: Genesis of the granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mountains on the basis of the investigation of the feldspars. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, pp. 131–155.
- BUDA GYÖRGY 1972: Magyarországi granitoid kőzetek genetikai és tektonikai csoportosítása, különös tekintettel a földpátok vizsgálatára. – Geonómia és Bányászat. MTA X. Oszt. Közl. 5/1–2, pp. 21–26.
- BUDA GYÖRGY 1974: Investigation of the alkali feldspar polymorphs of the Hungarian granitoid rocks. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 18/3–4, pp. 465–480.
- BUDA GYÖRGY 1981: Genesis of the Hungarian granitoid rocks. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/2–4, pp. 309–318.
- BUDA GYÖRGY 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése Magyarország, Ny-Kárpátok és a Központi Cseh-masszívum granitoidjainak példáin. – Kandidátusi értekezés.
- CSALAGOVITS ISTVÁN 1964: De la palingénese calédonienne et des rapports de grande tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Cisdanubie). – Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. 56, pp. 31–57.
- FÖLDEVÁRI ALADÁR 1948: A magyarországi radioaktív anyagkutatás földtani és közettani vonatkozásai. – Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitaülésekről 10/1, pp. 35–59.
- FÖLDEVÁRI ALADÁR 1952: Radioaktív anyagok geokémiája a Mecsek hegységben. – MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5/3, pp. 11–24.
- FÖLDEVÁRINÉ VOGL MÁRIA – BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA 1968: Vergleichende geochemische Untersuchungen an Graniten aus Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 12/1–4, pp. 99–115.
- GHANEM, M.A.E.A. – RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA 1969: Petrographic Study of the crystalline basement rocks, Mecsek Mountains, Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, pp. 191–219.
- HAUER, F. 1870: Geologische Uebersichtskarte der Oesterreichisch-Ungarischen Monarchie. – Jb. k. k. geol. Reichsanst. 20/4, pp. 463–500.
- JANTSKY BÉLA 1953: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 65–77.
- JANTSKY BÉLA 1976: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonischen Becken. – Nova Acta Leopoldina 45/224, pp. 303–334.
- JANTSKY BÉLA 1976: A Dél-Dunántúl medencealjzatának földtani fejlődéstörténete és nagyszerkezeti helyzete. In A Dunántúli-dombság – Dél-Dunántúl. Magyarország tájféldrajza 4, (pp. 53–68). – Akadémiai Kiadó.
- JANTSKY BÉLA 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. – Földt. Int. Évk. 60, pp. 1–385.
- JANTSKY BÉLA 1980: The Precambrian in Hungary: latest results of research. – Anu. Inst. geol. geofiz. 57, pp. 433–457.
- JUHÁSZ ÁRPÁD 1982: Magyarország legősibb kristályos kőzetei és kapcsolatuk a kárpáti–alpi hegységkezzel. – Földr. Közl. 30(106) 1, pp. 7–21.
- KISS JÁNOS 1962: A hydrothermal enrichment of Pb–Zn–Cu in the Erdősmecke Granite (Mecsek Mountains). – Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol. 5, pp. 89–92.
- KOVÁCH ÁDÁM – BALOGH KADOSA – SÁMSONI ZOLTÁN 1968: Rubidium-stroncium adatok a Mecsek hegység gránitjai korának kérdéséhez. – Földt. Közl. 98/2, pp. 205–212.
- MAURITZ BÉLA – CSAJÁGHY GÁBOR 1952: Alkáli telérközetek Mórággy környékéről. – Földt. Közl. 82/4–6, pp. 137–142.
- MEHNERT, K.R. 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. – Elsevier, Amsterdam.
- NAGY BÉLA 1974: A magyarországi hidrotermális szulfidásványok Se-tartalma. – Földt. Int. Évi Jel. 1972-ről, pp. 39–48.
- OVCINNIKOV L.N. – PANOVA M.B. – SANGAREEV F.L. 1965: Abszolútúj vozzaszt nekotoruh geologiceszkih obrazovanij Vengrii. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 9/3–4, pp. 305–312.
- PANTÓ GYÖRGY 1975: Trace minerals of the granitic rocks of the Velence and Mecsek Mountains. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 19/1–2, pp. 59–93.
- PAPP FERENC 1952: Mórággy vidéki gránitok és kísérő kőzetek. – Földt. Közl. 82/4–6, pp. 143–156.
- PAPP FERENC – REICHERT RÓBERT 1930: A Mórággy vidéki gránitok. – Földt. Közl. 59, pp. 35–41.
- PETERS, K.F. 1862: Über den Lias von Fünfkirchen. – Sitzber. k. Akad. Wiss. Math.-nat. Cl. 41, pp. 51, 241, 243, 291.
- ROTH SAMU 1876: Fazekasboda–Mórággyi-hegylánc (Baranya megye) eruptív kőzetei. – Földt. Int. Évk. 4/3, pp. 103–128.
- STRAUSZ LÁSZLÓ 1942: Adatok Baranya geológiájához. – Földt. Közl. 72/4–12, pp. 181–192 és 270–271.
- SVINGOR ÉVA – KOVÁCH ÁDÁM 1981: Rb–Sr isotopic studies on granodioritic rocks from the Mecsek Mountains, Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/2–4, pp. 295–307.
- SZALAY SÁNDOR 1948: Kutatások urán és tórium magyarországi előfordulása után korszerű atomfizikai módszerekkel. – Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitaülésekről. 10/1, pp. 5–34.

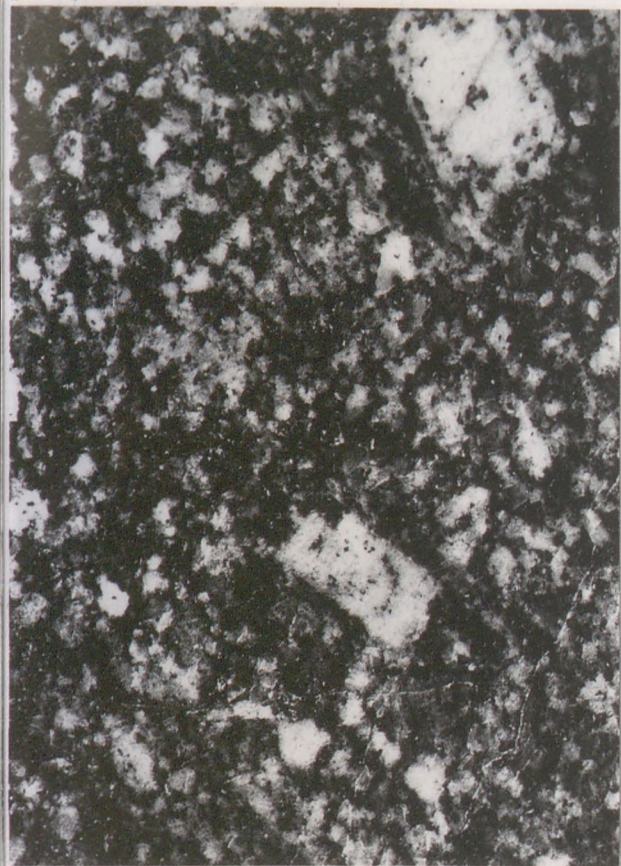
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR 1959: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról. – Nemzetközi Geokémiai Konferencia, Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – BUBICS ISTVÁN – JUHÁSZ ÁRPÁD – ORAVECZ JÁNOS – PANTÓ GÁBOR – SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1967: Metamorphose in Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11/1–3, pp. 49–58.
- SZEBERÉNYI HELGA 1967: Mineralogisch-petrographische Untersuchung des Granits vom westlichen Mecsek-Gebirge. – Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. 59, pp. 5–27.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1974: Paleozoic magmatism and tectogenesis in Southeast Transdanubia. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 18/3–4, pp. 305–313.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1975: A Délkelet-Dunántúl ópaleozoos képződményeinek ritkaelem kutatása. – Kandidátusi értekezés.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1987: Magyarország geológiai alapszelvényei. Mecsek, Mórág, községi feltárás. – Földt. Int. Kiadv.
- TELEKI GÉZA 1941: Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. – Földt. Közl. 71/7–12, pp. 205–212 és 295–296.
- VADÁSZ M. ELEMÉR 1914: A Zengő-vonulat és a környező dombvidék földtani viszonyai. – Földt. Int. Évi Jel. 1913-ról, pp. 336–352.
- VADÁSZ ELEMÉR 1935: A Mecsek hegység. – Magyar Tájéki Földtani Leírása 1, pp. 1–180.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana. (2. átdolgozott kiadás.) – Akadémiai Kiadó.
- VAJK RAUL 1943: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. – Földt. Közl. 73/1–3, pp. 17–38.
- WEIN GYÖRGY et al. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–XIII. Pécs. Kambrium?. – Földt. Int. Kiadv.

Táblamagyarázatok [110]–[113]

- [110] Mórágai Gránit I.
Gránit kőfejtő a mórágai vasútállomás mögött
- [111] Mórágai Gránit II.
A Porfiroblasztos gránit felületcsiszolati képe Mórág, községi kőfejtő, term. nagys.
B Aplit telér az erdősmecskei granodioritban 1/2 nagys.
C Az erdősmecskei granodiorit kőfejtő
- [112] Mórágai Gránit III. Gránit főásványok (BUDA GY.)
A Porfiroblasztos biotitgranodiorit, szericites plagioklász keresztrácsozott-ikres mikroklin által részlegesen kiszorítva Mórágai kőfejtő, +N, 60x
B Keresztrácsozott-ikres mikroklinporfiroblaszt az A jelű mintából, +N, 60x
C Porfiroblasztos biotitgranodiorit, nem keresztrácsozott mikroklinporfiroblaszt albitos szegélyű plagioklász-zárvánnyal
- Kismórágai vasútállomás melletti kőfejtő +N, 50x
D Préselt, hullámos kioltású biotit Erdősmecskei kőfejtő, +N, 200x
- [113] Mórágai Gránit IV. (BUDA GY.)
Gránit resztitek:
A Amfibolos biotitzárvány, zónás plagioklász-szal, Erdősmecske, +N, 160x
B Amfibol-biotit zárvány, amfibol (110/110) hasadással Mórágai kőfejtő, +N, 250x
Későbbi átalakulás:
C Porfiroblasztos biotitgranodiorit, bázisos plagioklász sauszuritosodása plagioklász→zoizit Mórágai kőfejtő, +N, 200x
D Porfiroblasztos biotitgranodiorit, szagenit-rácsú biotittal kismórágai kőfejtő (a vasútállomás melletti belső bánya), +N, 160x

[110]

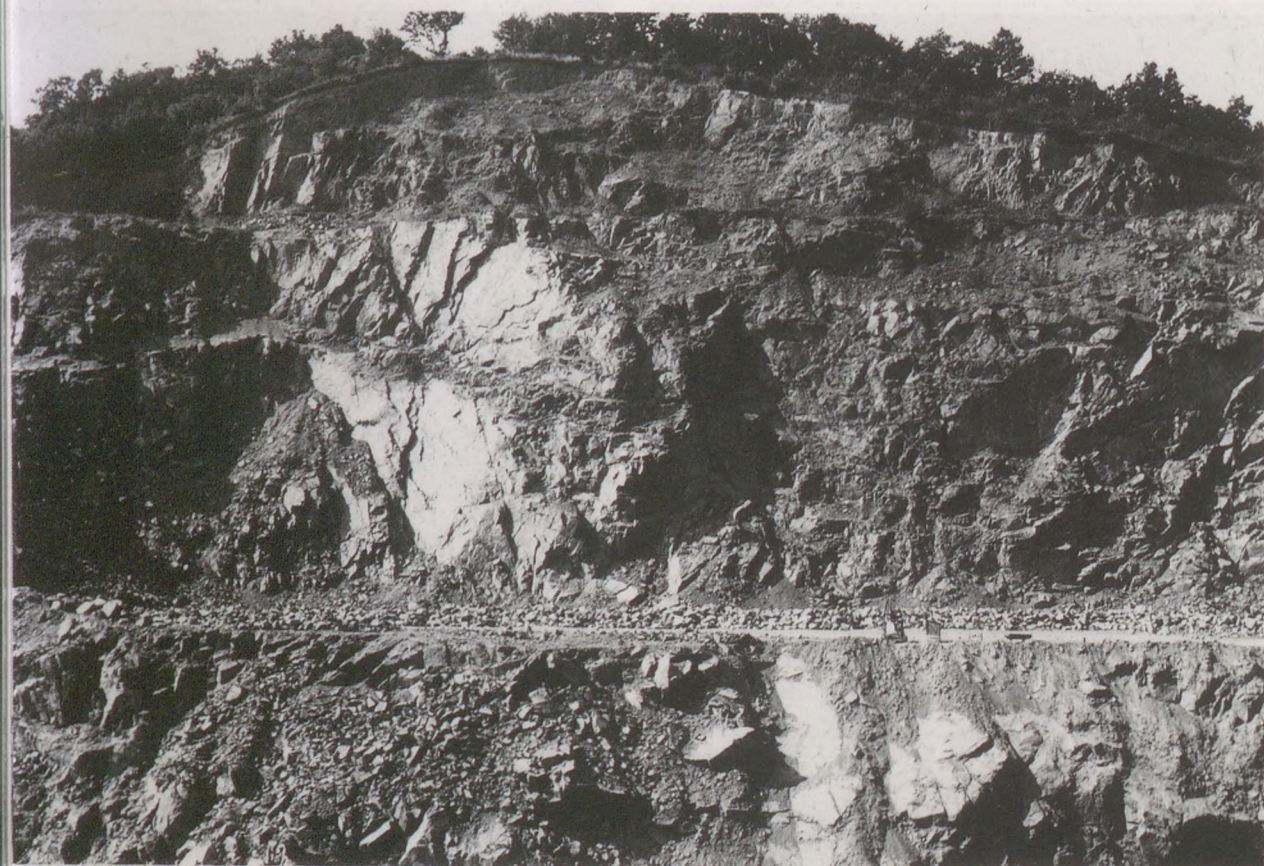




A



B



C



A



B



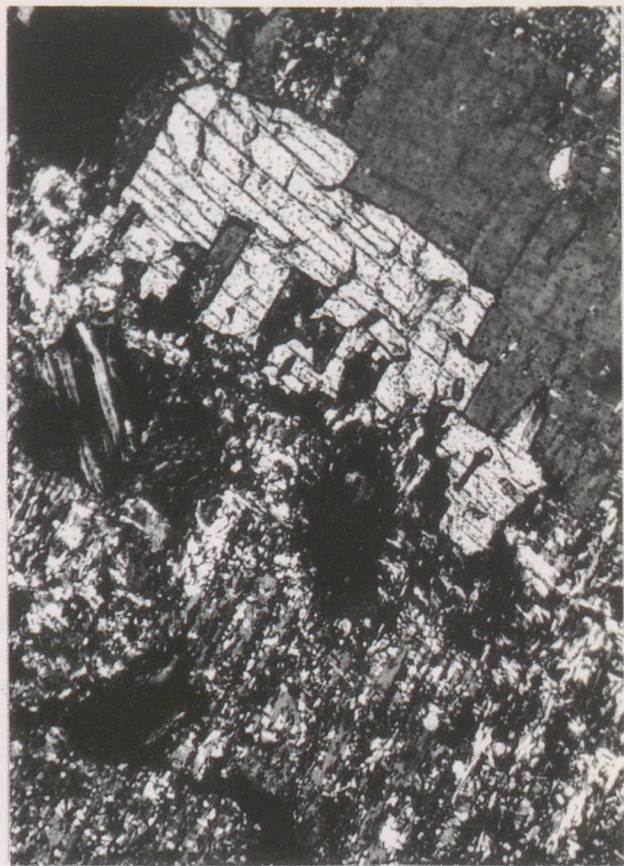
C



D



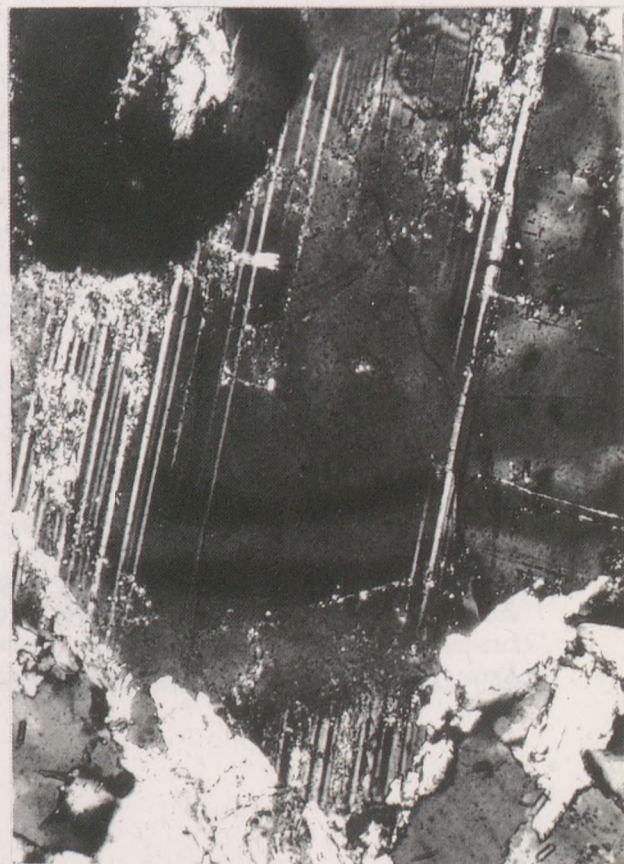
A



B



C



D

Déldunántúli Permokarbon rétegösszlet

A Dunántúl déli részén: a Nyugati-Mecsekben és annak É-ÉNy-i előterében, a Villányi-hegységben, valamint a Mecsek és Villányi-hegység közötti területen, továbbá ezen utóbbi területtől Ny-ra a medencealjzat árkos szerkezetében ismünk kontinentális molassz fáciesű karbon és perm képződményeket. A felszínen a perm rétegösszlet a Ny-i Mecsekben van feltárva. A medencealjzatban Bogádmindszent és Csokonyavisonta között túlnyomórészt felsőkarbon található. A Déldunántúli Permokarbon képződményekről az 5. melléklet és a 102. ábra ad áttekintést.

A megismeréstörténet rövid összefoglalását a Déldunántúli szerkezeti egység bevezető fejezete tartalmazza. A fontosabb részleteket az egyes formációk keretében tárgyaljuk. Ide tartozik azonban, hogy megköszönjem KASSAI MIKLÓSNak a perm alapszelvények feltárását irányító munkáját, a perm irodalom összegyűjtését és áttekintő értékelését. Különösen értékes segítség volt számomra, hogy BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES a Dél-Baranyai-dombság és a Villányi-hegység karbon és perm képződményeiről összeállított kéziratot összefoglaló munkáját (1987–1988) – amely nagymértékben kiegészítette a publikált ismeretanyagot – rendelkezésemre bocsátotta. Hangsúlyoznom kell, hogy JÁMBOR ÁRON „A Mecsek-hegység alsó-permi képződményei” (1964) c. kéziratot összefoglaló munkája nélkül, a tanulmányban tárgyalt Korpádi, Gyűrűfüi, Cserdi és Bodai formációkról sem lehetett volna érdemleges áttekintést szerkeszteni. Alapvető „kézirat monográfia” SZEDERKÉNYI TIBOR „Kvarcporfir jelentés”-e is (1963).

Tésenyi Homokkő formáció

A földtani megismerés története

A dél-dunántúli felsőkarbon felfedezése az egyszerű eszközökkel is jelentős eredményekre jutó kutatás szép példája. Soós ISTVÁN és JÁMBOR ÁRON (1960) az alsómiocén (ottnangi) kavicsössz-

letben felsőkarbon növénymaradványokat tartalmazó agyagalakavicsokat találtak. JÁMBOR ÁRON és SZABÓ JÓZSEF (1961) a Ny-mecseki alsómiocén kavicsrétegek anyagának közettani kifejlődése, a kavicsok méretének, ill. súlyának statisztikai vizsgálata alapján arra a megállapításra jutottak, hogy a szálbanálló képződményeket „a Mecsektől D-re 15–35 km távolságban, a mai medencealjzatban kell feltételeznünk”.

WÉBER BÉLA (1964) valamivel később újabb felsőkarbon növénymaradványos alsómiocén kavicsrétegeket talált. A maradványokat ezúttal is ANDREÁNSZKY GÁBOR határozta meg. Együttesen ekkor már a következő felsőkarbon flóra vált ismertté:

Pteridophyta, Equisetinae: *Sphenophyllum erosum?* LINDL. et HUTT, *Sph. schlotheimi* BRGT., *Calamites* sp.

Filicinae: *Alethopteris aquilina* (SCHLOTH.) GOEPP., *Neuropteris microphylla* BRGT. *N. gigantea* STRNBG., *N. articulata* BRGT., *Pecopteris* sp.

Gymnospermae, Pteridospermae: *Lepidopteris cf. rigida* (KURZ) SCH.

Szálbanálló felsőkarbon képződményeket (fekete szericitpalát és világosszürke kovás-szericitest kötőanyagú arkózás homokkövet) először a Téseny T-2 jelű vizkutató fúrás tárt fel, amiről BARANYI ISTVÁN – JÁMBOR ÁRON 1962-ben megjelent munkájában olvashatunk.

JÁMBOR ÁRON a felsőkarbon elterjedésének és kifejlődésének megismerésére kutatási javaslatot készített, amely 1967-ben realizálódott. Őt fúrás mélyült le, amelyek mindegyike belefűrt a felsőkarbon összletbe. JÁMBOR (1969) a kutatás eredményeit összefoglalva megállapította: bár egyetlen fúrás sem érte el a felsőkarbon rétegösszlet fekvőjét, bizonyosra vehető, hogy az a mezometamorf kristályospala-aljzat felett diszkordánsan települ. Átfogóan jellemezte a felsőkarbon összlet kifejlődését.

KASSAI MIKLÓS 1976-ban közreadott villányi perm monográfiájában beszámolt a Siklósbodony Sb-1 és a Bogádmindszent Bm-1 jelű fúrások létesítéséről. Az előbbi 500, az utóbbi 1103,5 m felsőkarbon rétegsort harántolt. A siklósbodonyi

Krono- sztratigráfia		Izotóp kor Orogén fázisok M. év	Kifejlődési területek: Mecseki- Máriakéméndi Villány-É szerkezeti egység		Rétegzés Ősmaradv. Vitrinit refl.	Litosztratigráfiai egységek	Földtani alapszelvények		
P E R M	FELSŐPERM	ZECHSTEIN	245	150-1400	45-370m 50-850m 90-250m	 2,10 2,20	Cserkúti Vöröshomokkő t. Zöldhomokkő rcs. KÖVÁGÓSZÖLÖSI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ Kövágótöttösi Szürkehő t. Bakonyai Tarkahomokkő t.	101-374m 4571 sz. fúrás 374-1310m 1310-1490m	
	KÖZÉPSŐPERM	Kazáni (Ufai)	253	20-800		 	BODAI ALEUROLIT FORMÁCIÓ	Bodai órház és Egéd pta. közötti völgy Gorica-6 jelű fúrás 697-832 m	
			258	25-1000		 	CSERDI KONGLOMERÁTUM FORMÁCIÓ	Cserdi-I jelű f. 5-755 m	
	ALSŐPERM	ROTLIEGEND	265	50-800		 	GYÜRÜFÜI RIOLIT F.	Gyűrűfű, Kecskéhát Ny-i o. Db-9015 sz. f. 128-236	
			273	100-700		 2,41 2,46	KORPÁDI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ	9015 sz. fúrás 236-557m Sb-1 jelű fúrás 76-700m Tu-1 jelű fúrás 490-1167m	
			280	> 300		 3,65	TURONYI FORMÁCIÓ	Tu-1 jelű fúrás 1167-1452 m	
			290	500		 3,35		Sb-1 jelű fúrás 700-1200 m	
	K A R B O N	FELSŐKARBON	Érchegységi	300	1000		 3,30	TÉSENYI HOMOKKŐ FORMÁCIÓ	Bm-1 jelű fúrás 250-975 m
				310			 4,30		Jelkulcs: Vékonyréteges-palás Vastagon rétegzett Szemcsésen széteső Karbonát kongréción

102 A Déldunántúli Permokarbon áttekintő rétegtani táblázata (Barabásné Stuhl Ágnes után)

rétegsor vizsgálata alapján a felsőkarbon és a perm képződmények között folyamatos átmenetet állapított meg. A felsőkarbon elterjedésével és ösföldrajzi helyzetével is foglalkozott (1973, 1976).

A Bogádmindszent-1 és a Siklósbodony-1 jelű fúrás részletes anyagvizsgálatát a Földtani Intézetben végezték el, és az eredményeket HETÉNYI RUDOLF és RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA (1976) publikálták. Részletes ásvány-kőzettani és szedimentológiai vizsgálat alapján felvázolták az egykori lepusztulási terület valószínű felépítését. Megállapították, hogy a Bm-1 jelű fúrás együttesen 3,7 m vastagságban, 0,2–0,4 m vastagságú kőszéntelepeket harántolt. A rétegösszlet korát növénymaradványok alapján vesztfáliainak határozták meg.

Elterjedés, település, tagolás

Felsőkarbon képződményeket ismerünk a Vilányi-hegység ÉNy-i előterében (Bo-1, Tu-1, Dv-3) és a Görcsönyi-hátság DNy-i peremén (Sb-1, Bm-1, T-2, -7). Szénhidrogénkutató fúrásokkal is feltártak felsőkarbon képződményeket (Dar-1, -2, -4, -5, Dob-1, Ká-1, -2, Szu-2a, -3, Hom-1, -4) (5. táblázat).

A MÁELGI 1963-ban Magyarmecske térségében szokatlanul nagy vezetőképességű anomáliát talált mintegy 100 km² területen. A több féle módszerrel és egyre korszerűbb műszerekkel megismételt kutatás megerősítette azt a feltevést, hogy a rendkívül kis fajlagos ellenállású (0,2–1 Ωm) képződmény antracittelepekben gazdag felsőkarbon rétegösszlet, amely a felszín alatt 500–600 m mélységben kezdődik és mintegy 1000–1200 m-ig tart.

KASSAI MIKLÓS (1983) a szeizmikus és tellurikus medencealjzat-adatok különbözőségéből következtetett a felsőkarbon további elterjedésére. A Ny-i Mecsek területén nincs bizonyíték a felsőkarbon kifejlődésére.

A felsőkarbon rétegösszlet feltehetően diszkordánsan a polimetamorf kristályospala alaphegységre települ. Fedőjében egyetlen esetben tárt fel kutatófúrás (Sb-1) feltételezhetően üledékfolytonossággal kifejlődő alsóperm rétegsort. HETÉNYI RUDOLF és RAVASZ LÁSZLÓNÉ a karbon-perm határt a redox viszonyok megváltozása alapján

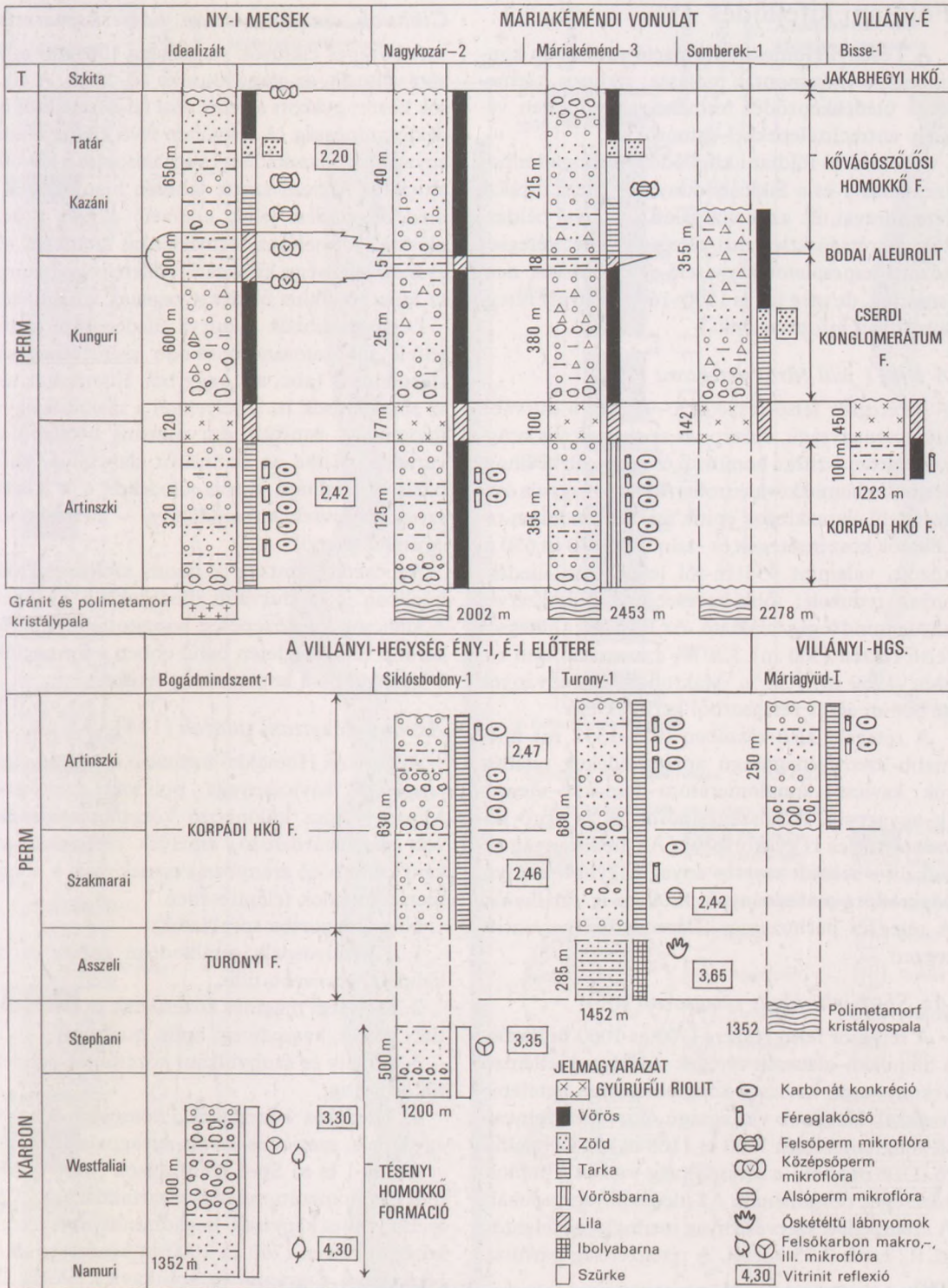
5. táblázat A Tésenyi Homokkő formációba hatolt fúrások

Téseny	T-2	74,0 – 149,0 m
	T-3	55,0 – 112,5 m
	T-4	45,0 – 80,0 m
	T-5	38,4 – 62,0 m
	T-6	61,0 – 82,8 m
	T-7	147,5 – 162,3 m
	Bogádmindszent	Bm-1
Siklósbodony	Sb-1	700,0 – 1200,0 m
Diósvizsló	Dv-3	1143,6 – 1380,2 m
Bosta	Bo-1	309,0 – 412,8 m
Szava	Sz-1	253,0 – 315,0 m*
Csarnóta	Cs-1	640,0 – 726,0 m*
Darány	Dar-1	2118,5 – 2449,5 m
	Dar-2	2412,0 – 2474,5 m
	Dar-4	1876,0 – 2300,0 m
	Dar-5	2272,0 – 2400,0 m
	Dobsza	Dob-1
Kálmánca	Ká-1	1700,0 – 2218,0 m
	Ká-2	1735,0 – 1802,0 m
Szulok	Szu-2a	2505,0 – 2854,0 m
	Szu-3	2665,0 – 2676,5 m
Homokszentgyörgy	Hom-1	2088,0 – 2256,0 m
	Hom-4	2106,5 – 2267,0 m

* Black shale kifejlődésű, feltételeesen a felsőkarbonba sorolt képződmények.

570 m-ben húzták meg, ahol a szürke-zöldesszürke rétegek közé nagyobb gyakorisággal települnek vörös színű, magas oxidációs fokú rétegek. BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES és KASSAI MIKLÓS az első színváltozás, az üledékes jellegek és az ásvány-kőzettani összetétel különbözősége alapján 700 m-ben jelölték ki az időszakhatárt. BARABÁSNÉ nem zárta ki a tektonikai okokkal magyarázható üledékhézag lehetőségét sem; az R₀ érték nagymértékű (3,35%-ról 2,42%-ra) ugrásszerű megváltozása miatt.

A Tésenyi Homokkő formáció nem bontható markánsan elkülöníthető tagozatokra. A földtani kifejlődés areális tagolódása pedig megfelelő feltárások hiányában nem ítéhető meg.



103 Permokarbon alapszelvények rétegtani korrelációja (Barabásné Stuhl Á.)

Földtani kifejlődés

A Tésenyi Homokkő formáció egészében kontinentális, intramontán molassz; ciklusos, törmeléken üledékképződés terméke, alárendelten vékony antracittelepekkel–zsinórokkal.

A formáció földtani kifejlődését a Bogádmindszent Bm–1 és a Siklósbodony Sb–1 jelű fúrások rétegsorával, ill. azok vizsgálati adataival példázuk. A rétegösszlet alsó részét és a két rétegsor közötti kapcsolatot képviselő rétegszakaszt nem ismerjük, de még így is 1500–1600 m átfúrt rétegsorról van információnk.

A Bm–1 jelű fúrás rétegsora (104)

A rétegsor felső része (250–975 m) a durvább szemcsenagyságú. Közép- és apró kavicsos konglomerátum, szürke homokkő és sötétszürke finom szemcsés homokkő–aleurolit, ritkán agyagpala összetételű alapciklusok építik fel. Alárendelten található kőszénrétegek és –zsinórok (640 és 650 m között, valamint 955 m-től lefelé). Az üledékanyag redukált; több-kevesebb szénült szerves anyag mindvégig található. Az R_0 érték a rétegsor felső részén (300 m) 3,30%, a formáció alsó részén (1250 m) 7,30%. Makroflóra maradványok az 500 m alatti rétegsorból kerültek elő.

A rétegsor alsó részében (975–1352 m) finomabb szemcsenagyságú apró üledékek találhatók: kavicsos konglomerátum–homokkő–aleurolit–agyagpala. A kőszénzsinórok és az apró kőszéntörmelék is gyakoribbak. Az üledékanyag redukált, a szénült szerves anyag nagyobb arányú. Makroflóra-maradványok 1200 m-ig találhatók. A rétegzés párhuzamos, alárendelten keresztretezett.

Az Sb–1 jelű fúrás rétegsora (105)

A rétegsor felső részére (700 és 1060 m között) a homokkő–aleurolit rétegek túlsúlya a jellemző, vékony, apró kavicsos konglomerátum betelepülésekkel. Nagyobb vastagságú, durvább szemcséjű konglomerátum 1060 és 1108 m között található. 1108 m alatt – a fúrás talpáig – ismét a homokkőrétegek dominálnak. Az üledékanyag redukált. A szenesedett szerves anyag mennyisége jelentős, az R_0 érték 3,35 körüli. A rétegzettség párhuzamos.

Ciklusok, osztályozottság, kavicskoptatottság

A közepes ciklusok vastagsága 100–200 m között változik, az alapciklusoké 10–20 m. A ciklusok között gyakori az elmosási felület nélküli üledékfolytonosság. A fekvőben levő ciklus üledékanyagának felszakadása és áthalmozása a következő ciklus bázisán szinte teljesen hiányzik. Ez az üledékképződési jelleg alapvető eltérés a perm időszaki törmeléken formációkkal szemben, ahol gyakori jelenség a kimosási felületek éles határa és az idősebb ciklus üledékanyagának áthalmozása.

Leggyakoribbak a durva üledékekkel induló, felfelé fokozatosan finomodó szemcsenagyságú alapciklusok (abc, ab, vagy bc). Elterjedtek azok az alapciklusok is, amelyeknél a szemcsenagyság finomodást ismételt durvaszemű betelepülések variálják. Ritka az ac típusú alapciklus, ahol a bázison található durva üledékre – a közepes szemcseméreték kimaradásával – aleurolit vagy agyagkő települ.

Az osztályozottság a finom szemcsetartományokban jó, a durvább üledékekben gyengébb. A kavicsok jól–közepesen koptatottak. A permokarbon rétegösszleten belül ebben a formációban a legnagyobb a koptatottság értéke.

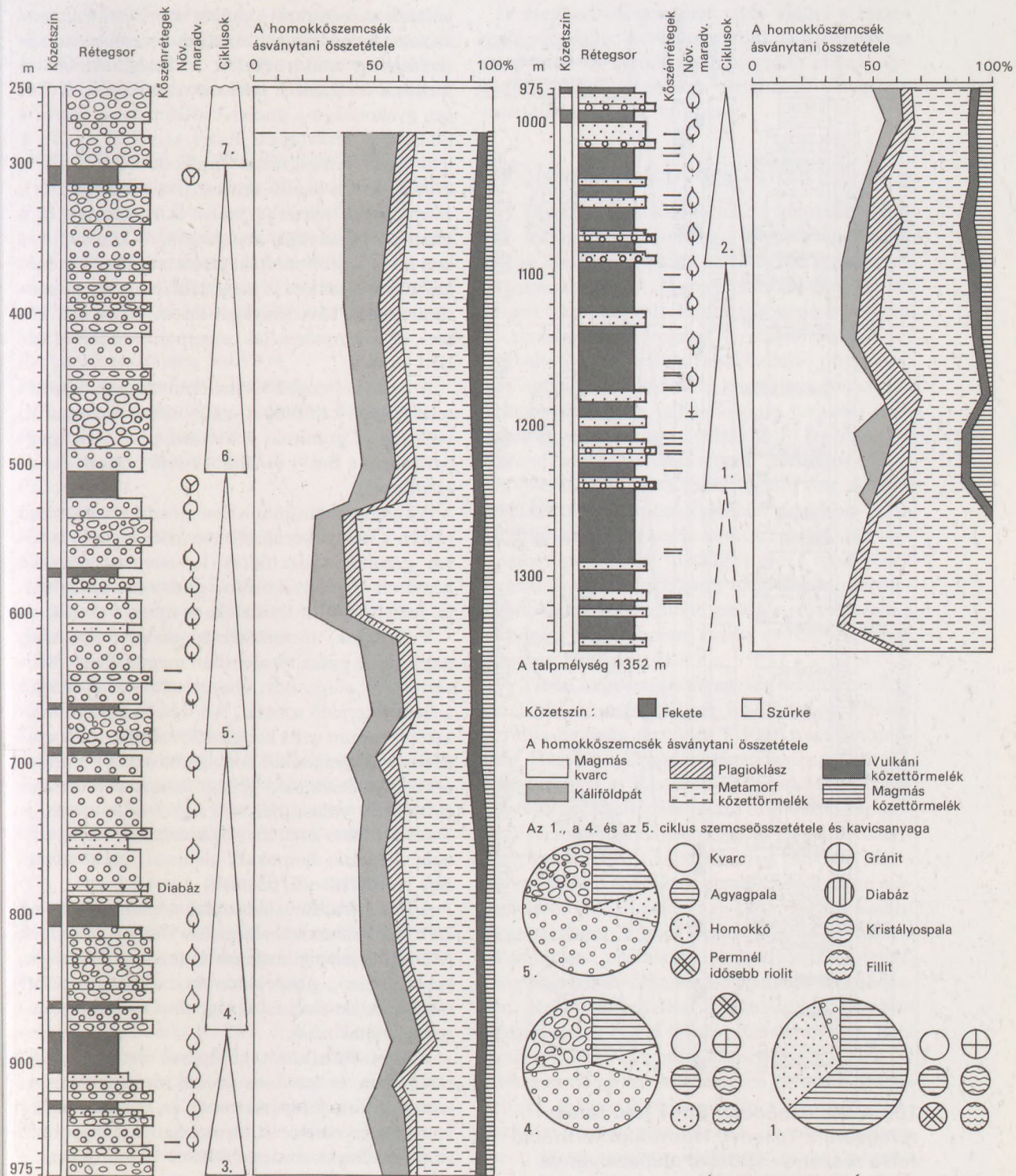
Ásvány-közettani adatok [114]

A Tésenyi Homokkő formáció *konglomerátum-rétegeinek* kavicsanyaga polimikt összetételű. Mintegy húsz különböző kőzetfajta törmeléke volt meghatározható, amelyek rétegszakaszonként különböző arányban vesznek részt a konglomerátumpadok felépítésében.

Négy csoportba sorolhatók:

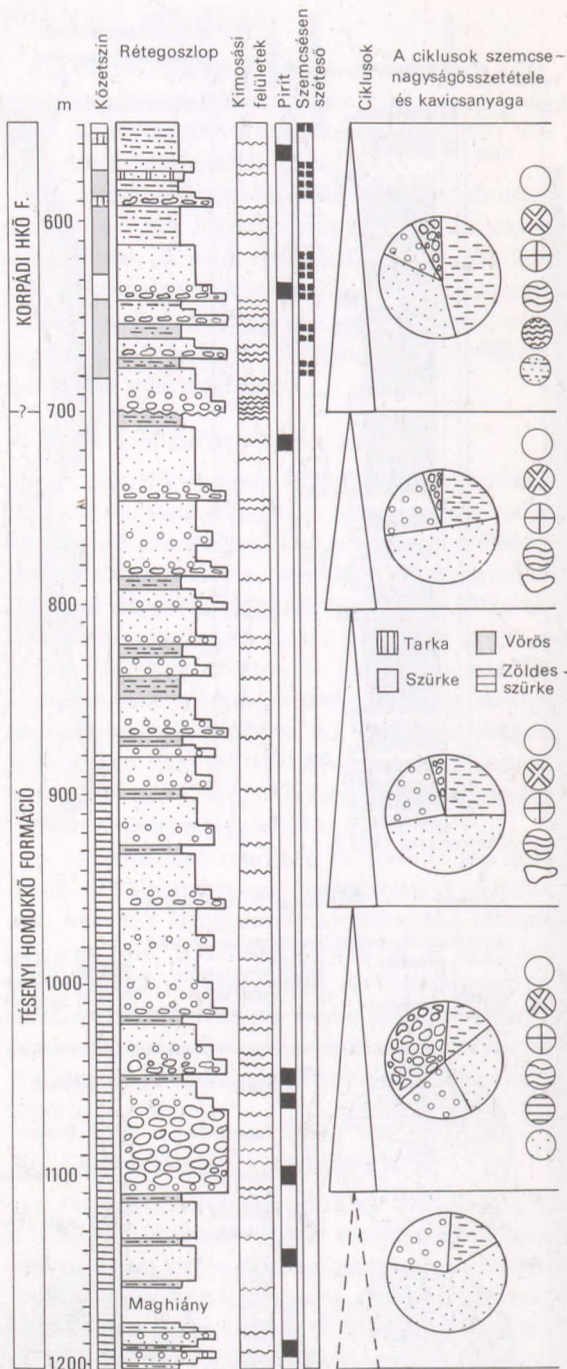
1. Kristályospala; uralkodóan gneisz és csillámpala, kevesebb fillit,
2. Mélységi magmás kőzetfajták és telérkiséretű; gránit, kvarcdiorit, aplit, bosztonit,
3. Effuzív és szubvulkáni kőzetfajták; andezit-től a riolitig,
4. Üledékes kőzetfajták; homokkő, aleurolit, agyagpala, szericites–kovás agyagpala.

A Bm–1 és az Sb–1 jelű fúrások eltérő összetételű konglomerátumpadokat tartalmaznak. A mélyebb szintet képviselő bogádmindszenti rétegsor középső részén (760 és 1000 m között) uralkodó részarányú a gránit- és aplitkavics. Végig igen



(Barabásné Stuhl Á.-Fazekas V.)

104 A Bogádmindszent Bm-1 jelű fúrás rétegsora a Tésenyi Homokkő földtani alapszelvénye



105 A Siklóbodony Sb-1 jelű fúrás rétegsora a Tésényi Homokkő formáció felső részének földtani alapszelvénye (Barabásné Stuhl Á.)

jelentős az andezittől a riolitig terjedő vulkanitkavicsok mennyisége, amelyek törmelékanyagforrásoként mindenekelőtt a Szaltnaki-Ófalui formáció vulkanitjai jöhetnek számításba. Közepes gyakoriságú a gneisz-csillámpala, és kevés a fillitkavics részaránya. Ezzel szemben az Sb-1 jelű fúrás rétegsorában uralkodó részarányú a kristályospala-kavics (gneisz, csillámpala, fillit), és mellettük háttérbe szorul a vulkanitok és a gránit kavicsanyaga. A felsorolt fő közettípusokon kívül kisebb mértékben metabazalt és üledékes kőzetek kavicsa is megtalálható. A konglomerátumpadok kavicsanyagát finom szemcséjű kőzet-, ill. ásványtörmelék cementálja rendkívül szilárd kőzetté.

A homokkőrétegek törmelékanyagának összetételét (kvarc, kálicföldpát, plagioklász, metamorf, vulkanit és granitoid kőzettörmelék %-os megoszlásban) a Bm-1 és az Sb-1 jelű fúrások ábrája szemlélteti.

A konglomerátumhoz hasonlóan a rétegsor alsó részén a homokkőrétegek törmelékanyagát is főleg granitoid kőzetfajták lepusztulási terméke képviseli. Felül gyakoribb a gneisz és a csillámpala, legfelül a fillit törmeléke is megnövekedik.

Vulkanitok törmelékének mennyisége nem nagy, de az egész rétegsorban megtalálható. Szöveti képük változatos. Összetételük az andezittől a riolitig terjedő sorozat. A törmelékanyag forrásoként – amint azt a konglomerátumkavicsok eredetének tárgyalásakor is megemlítettük – mindenekelőtt a Szaltnaki-Ófalui formáció változatos összetételű vulkanitjait kell figyelembe venni.

Az üledékes eredetű kőzettörmelék anyaga finom szemcsés homokkő, aleurolit, palás anyag. Egy részük szenes, piritos.

A Bm-1 jelű fúrásban annak talpától 1262 m-ig érett kvarchomokkőrétegeket találtak, amelyek fele-fele arányban magmás és metamorf kvarcot, kevés gneisz-, plagioklász- és csillámtörmelékkel tartalmaznak. Szenes agyagpala és aleuolitrétegekkel váltakoznak.

1262 és 992 m között közepesen érett homokkőrétegekben és kavicsos homokkőrétegekben viszonylag sok földpátszemcse és magmás kvarc volt megfigyelhető. A törmelékanyag nagyobbik része granitoid eredetű. 992 és 747 m között a homokkőrétegek – az előbbi szakaszhoz hasonló

ásványos összetétel mellett – éretlen összetételűek. 747 és 248 m között éretlen kavicsos homokkő váltakozik gyakori konglomerátumszintekkel. A törmelékanyag nagyobbik része kristályospala eredetű.

Ősmaradványok és rétegtani besorolás

A bogádmindszenti fúrás 502,0–1195,0 m közötti szakaszában 29 rétegben találtak egyedszám-ban gazdag, fajszámában szegényes növénymaradványokat: páfrányféléket és ősursulókat. Túlnyomórészt gyenge megtartású levélmaradványok, amelyekből FÖLDI MIKLÓS a következő taxonokat határozta meg:

Pecopteris volkmanni SAUVEUR

Pecopteris pennaeformis BRONGN.

Pecopteris (Dachtykitheca) dentata BRONGN.

Pecopteris cf. miltoni ARTIS

Pecopteris cf. punctata CORSIN

Pecopteris sp.

Sphenopteris sp.

Neuropteris cf. schlehani STUR

Neuropteris sp.

Alethopteris grandini BRONGN.

Alethopteris davreuxi BRONGN. et GOEP.

Alethopteris cf. friedeli BETTR.

Alethopteris sp.

Sphenophyllum sp.

Annularia sp.

Calamites sp. szárrészek

A *Neuropteris schlehani* STUR, *Pecopteris miltoni* ARTIS, *Alethopteris davreuxi* BRONGN. et GOEP., *A. grandini* BRONGN. jelenléte alapján a növénymaradvány tartalmú rétegsor kora veszfáliainak minősíthető.

A Bm-1 jelű fúrás 310 méteréből és 509,0–514,0 mélységközéből, valamint az Sb-1 jelű fúrás 779,6–798,6 m közötti szakaszából vett mintákból sporomorphák kerültek elő, amelyeket GÓCZÁN FERENC határozott meg:

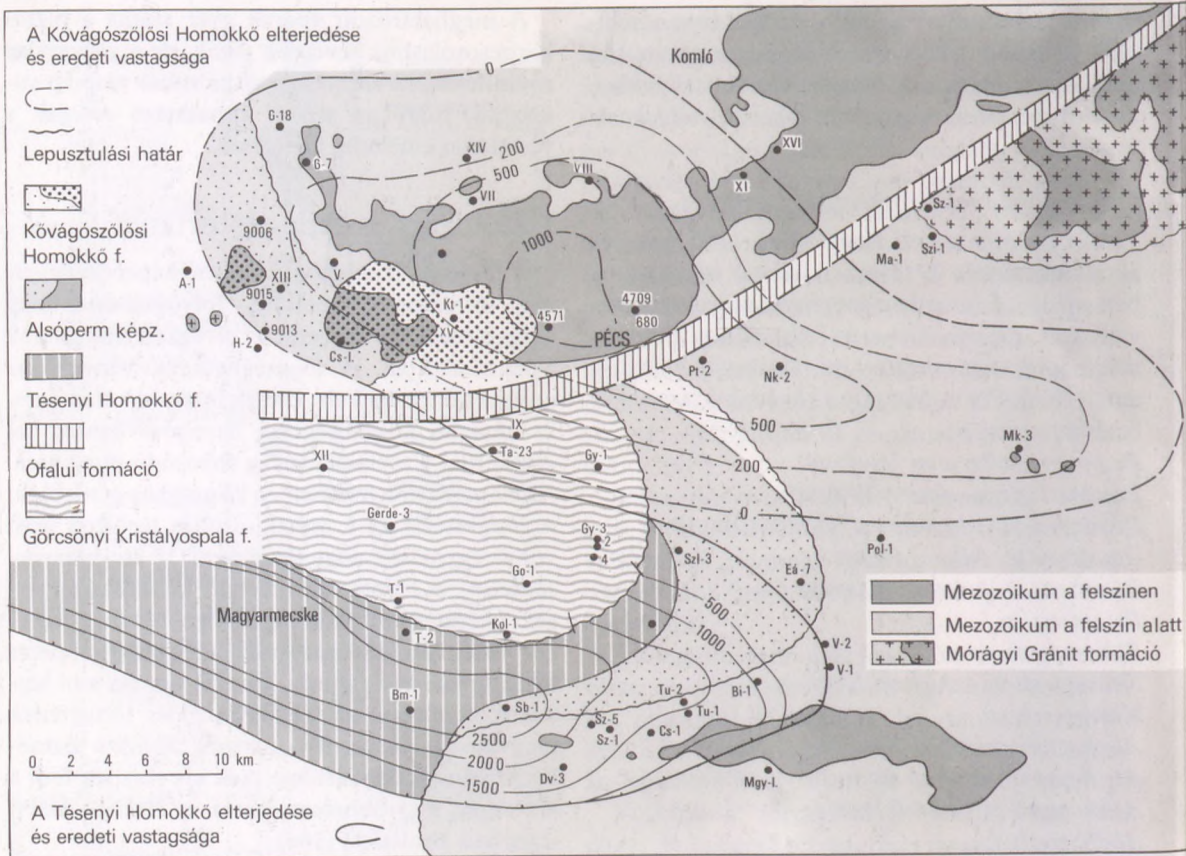
Cristatisporites nov. sp. ind., *Anapiculatisporites spinosus* (KOSANKE) R. POT. et KR., *Calamospora pallida* (LOOSE) SOPF-WILLSON et BENTHAL, *Cannaliculatisporites spongiatus* DYBOVÁ et JACHOWITZ fajokat, és a *Conbaculatisporites*, *Converrucosporites*, *Verrucosporites*, *Cirratriradites* és *Florenites* nemzetségekhez tartozó példányokat ismert fel.

A meghatározott spórák gyér száma a biztos korbesoroláshoz kevésnek tűnik, de a viszonylag rövid fajöltőjű karbon sporomorphák alapján valószínű, hogy az azokat tartalmazó rétegek a veszfáliai emeletbe tartoznak.

Ősföldrajz és fejlődéstörténet

A Tésényi Homokkő formáció képződményeinek intramontán molassz, folyóvízi-tavi-delta jellegű üledékes eredetét az elvégzett vizsgálatok alátámasztották. A fő meghatározó tényező az orogén tektonika volt. Ennek fokozódó erősségét, ill. térszíni különbségeket létrehozó hatását jól érzékelteti a törmelékanyag fokozódó durvulása. Az alapciklusok feltehetően klimatikus eredetűek. A lepusztulás és a felhalmozódás területei nem voltak egymástól nagy távolságra (10 km-es nagyságrend). A lepusztulási térszín változatos kőzet-tani felépítésű és élénk morfológiájú volt. A szerkezetalakulás folyamatosságában a karbon-perm határon jelentős változás következett be, ami legszembetűnőbbben az üledékképződés területének megváltozásában nyilvánult meg. A perm törmelékfelhalmozódás területe csak kis részben fedi a karbonét, nagyjából északi és részben keleti irányban eltolódott (106).

A Tiszai nagyszerkezeti egység területén a legközelebbi hasonló jellegű kifejlődés a Papuk-Krndija-hegység területén a Radlovaci komplexum. Hasonló a Zempléni Permokarbon Csörgői, Nagytoronyai és Kistoronyai formációcsoportjának földtani kifejlődése is. Az ősföldrajzi kapcsolatok szempontjából jelentősek az Északi Erdélyi-középhegységéből a közelmúltban ismertté vált – növénymaradványokkal igazolt – felsőkarbon előfordulások (M. BLEAHU et al. 1981). Ezek a Kodru takarórendszer Finiş – Ferice – Girda és Moma takarójában találhatók, kristályospala felett, konglomerátum-homokkő-agyagpala kifejlődésben. Rokon kifejlődésű a Bánáti Permokarbon rétegösszlet is (Géta takaró, Resicai övezet, Baia Nouă = Újbánya, Secul = Kemenceszék, Lupac = Kiskrassó jelentős feketeköszén-termelő bányahelyek). A Fülei Konglomerátum formáció is variszkuszi intramontán molassz, de más nagyszerkezeti egység területén képződött, és utólag került mai, viszonylag közeli helyére.



106 Az üledékgyűjtő helyzete a permokarbon molassz üledékképződés kezdetén és végén
(Barabásné Stuhl A. munkája alapján)

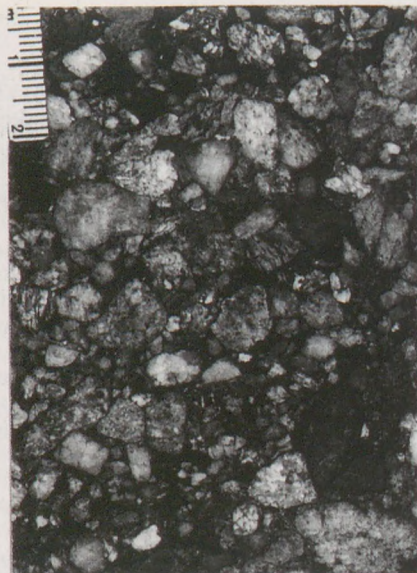
Táblamagyarázat

[114] A Tésényi formáció kőzetfajtái és kavicsanyaga
(HETÉNYI R.–RAVASZNÉ B. L.)

- | | |
|--|---|
| <p>A Polimikt jellegű konglomerátum felületcsiszolat, Bogádmindszent Bm-1 jelű fúrás 543,0–543,25 m</p> <p>B Finom szemcsés konglomerátum felületcsiszolat, Bm-1 jelű fúrás 650–651 m</p> <p>C Jól rétegzett és jól osztályozott homokkő felületcsiszolat, Bm-1 jelű fúrás 739,5–740,0 m</p> <p>D Gránit kavics, Bm-1 jelű fúrás 731,8–732,1 m, + N, 27,5x</p> | <p>E Kvarcdiorit kavics, Bm-1 jelű fúrás 821,0–824,4 m, + N, 27,5x</p> <p>F Metariolit (porfiroid) kavics, Bm-1 jelű fúrás 838,3–838,6 m, + N, 27,5x</p> <p>G Gneisz kavics, Bm-1 jelű fúrás 483,0–485,8 m, + N, 27,5x</p> <p>H Csillámpala kavics, Siklósbodony Sb-1 jelű fúrás 1073 m, + N, 27,5x</p> <p>I Chamosit apró szemcsés csillámos homokkőben Bm-1 jelű fúrás 1186,9–1187,1 m, 1N, 60x</p> |
|--|---|



A



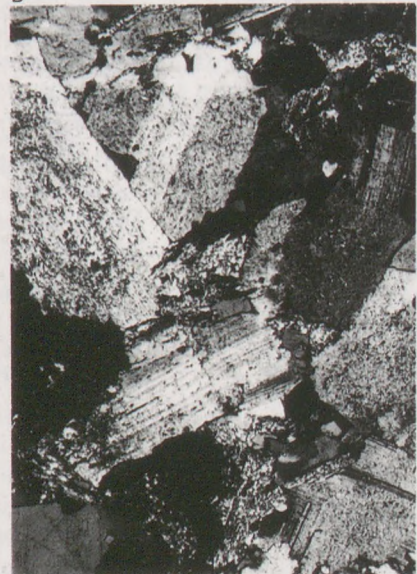
B



C



D



E



F



G



H



I

Irodalomjegyzék

Tésenyi Homokkő formáció

- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 20/2, pp. 191–207.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR – MAJOROS GYÖRGY 1973: Der heutige Stand der Kenntnis des Karbons und Perms in Ungarn. – Veröff. Zentralinst. Physik der Erde, 14, pp. 459–475.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1987 – 1988: A Délbaranyai-dombság és a Villányi-hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés (III. fejezet). – MÉV Adattár.
- BARANYI ISTVÁN – JÁMBOR ÁRON 1962: A komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunántúl területén az alaphegység kutatásában. – Magyar Geofiz. 3/3–4, pp. 165–176.
- BLEAHU, M. et al. 1981: The structure of the Apuseni Mountains. – Carpatho-Balkan Geol. Ass. XII. Congress Bucharest. Guide to Excursion B3.
- HETÉNYI RUDOLF – RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA 1976: A baranyai antracittelepes felsőkarbon összlet a Siklósbodony 1. és a Bogádmindszent 1. sz. fúrás tükrében. – Földt. Évi Jel. 1973-ról, 323–361.
- JÁMBOR ÁRON 1969: Karbon képződmények a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen. – Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről, pp. 215–221.
- JÁMBOR ÁRON – SZABÓ JÓZSEF 1961: Mecsek hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. – Földt. Közl. 91/3, pp. 316–324.
- KASSAI MIKLÓS 1973: A Villány-szaltnaki paleozóos mélytörés. – Geonómia és Bányászat. MTA X. Osz. Közl. 6/1–4, pp. 351–354.
- KASSAI MIKLÓS 1973: A délkelet-dunántúli paleozóos rétegsorok fáciesmeghatározásának problémái. – Földt. Közl. 103/3–4, pp. 389–402.
- KASSAI MIKLÓS 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. – Geol. Hung. Ser. Geol. 17, pp. 11–109.
- KASSAI MIKLÓS 1980: A DK-dunántúli felsőkarbon képződmények elterjedésének meghatározása a szeizmikus és tellurikus adatok alapján. – Földt. Int. Évi Jel. 1978-ról, pp. 301–307.
- KASSAI MIKLÓS 1983: A felsőkarbon elterjedése és nyersanyagkutatási perspektívái a Dél-Dunántúlon. – Földt. Kut. 26/2–3, pp. 53–56.
- LŐRINCZ HAJNALKA – VETŐ ISTVÁN 1976: A szénhidrogén-prognózis geokémiai szakasza. – Földt. Közl. 106, pp. 547–554.
- NAGY ELEMÉR 1971: Magyarország permnél idősebb paleozoikumának átfogó földtani vizsgálata. Témavázlat és összefoglalás. – Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 653–657.
- NAGY ELEMÉR 1978: Téseny Carbonifère. In Fülöp József (Ed.): Lexique Stratigraphique International. Vol. 1. Europe. Fasc. 9. Hongrie. (pp. 494–495). – Centre Nat. de la Recherche Sci.
- NAGY ELEMÉR – NEMESI LÁSZLÓ – MILANKOVICH ANDRÁS 1993: Jelentés az 1991. évi Magyar-mecske környéki geoelektromos mérésekről. – MÁELGI Évi Jel. 1992-ről.
- SOÓS ISTVÁN – JÁMBOR ÁRON 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsek hegység helvétai kavicsösszletéből. – Földt. Közl. 90/4, pp. 456–458.
- WÉBER BÉLA 1964: Újabb növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Ny-i Mecsek helvétai rétegeiből. – Földt. Közl. 94/3, pp. 379–381.

Turonyi formáció

A földtani megismerés áttekintése

A Villányi-hegység északi előterében 1962-ben mélyítették le a Turony Tu–1 jelű fúrást, amely 1167 és 1452 m közötti mélységben – a fekvő elérése nélkül – tárta fel a tárgyalt formációt, amelyet a mai napig csak ebből az egyetlen fúrási rétegsorból ismerünk.

Az első rétegtani besorolást JÁMBOR ÁRON és SZEDERKÉNYI TIBOR végezték. A Jakabhegyi Homokkő fekvőjében települő tarka törmelékes képződményt a Kővágószőlősi Homokkővel, az annak fekvőjében feltárt Turonyi formációt pedig a

Bodai Aleurolit formációval azonosították. SZEDERKÉNYI azonban e besorolással kapcsolatos agyályait is kifejezte: A Tu–1 jelű fúrásban a vörös aleurolit és a Jakabhegyi Homokkő között feltárt törmelékes összlet leginkább a Ny-mecseki kvarcporfir alatti alsóperm törmelékes sorozattal (jelenleg Korpádi Homokkő) mutat hasonlóságot, csupán azért került a magasabb permbe, mert Jakabhegyi Homokkő települ felette.

KASSAI MIKLÓS (1976) elfogadta a magasabb rétegtani besorolást, és a villányi perm összletet tárgyaló monográfiájában ennek megfelelően ismerteti a Turonyi formáció helyzetét.

BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES (1975), aki az 1970-es évek elejétől foglalkozott a Villányi-hegység északi

ki előterének fúrasi rétegsoraival, a Turonyi formációban is és a „fedő tarka homokkő”-ben is olyan ősmaradványokat talált, amelyek az idősebb korbesorolás mellett szólnak. Hangsúlyozta a Turonyi és a Bodai formáció jelentősen eltérő üledékképződési–litológiai jellegeit. Jelen fejezet BARABÁSNÉ álláspontját tükrözi.

Földtani kifejlődés

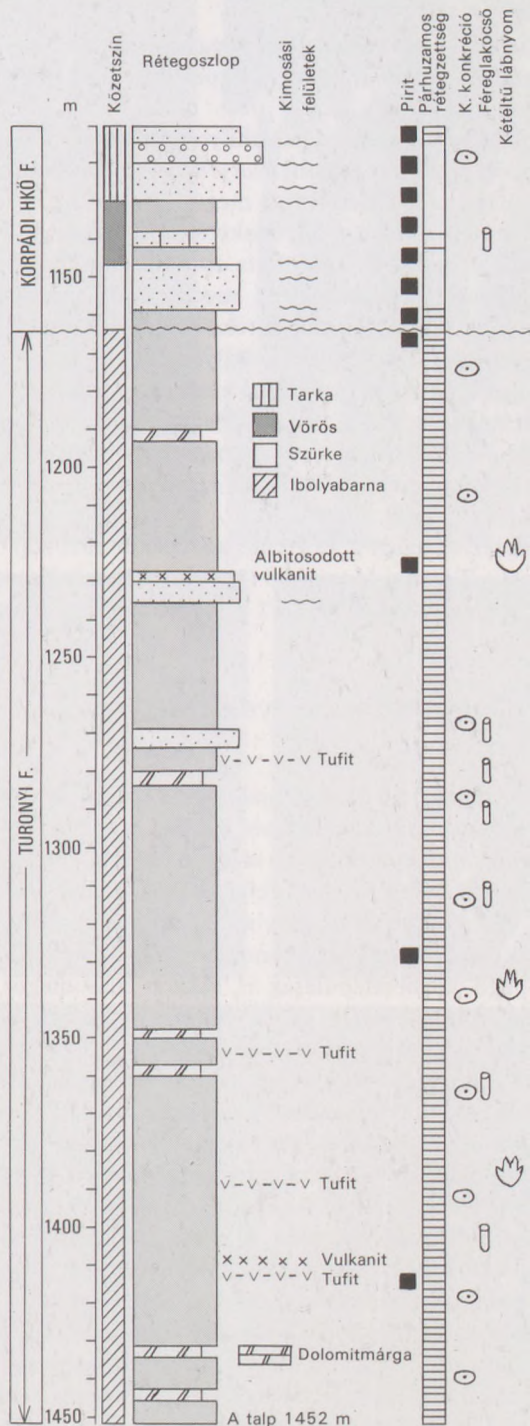
A Turonyi formáció földtani kifejlődését a Turony Tu-1 jelű fúrás 1167–1452 m közötti rétegsora reprezentálja. (107). Fedőjében tektonikus érintkezéssel a Korpádi Homokkő települ. Fekvéje ismeretlen.

Túlnyomórészt aleurolittal váltakozó finom szemcséjű homokkőből áll. Alárendelten apró-középszemcséjű homokkő és dolomitos mészkő betelepülések is találhatóak. A kőzet selymesfényű, ibolyásbarna (lilásbarna); a karbonátos betelepülések zöldesszürke színűek. Jellemző a párhuzamos rétegzettség, esetenként mikro-keresztrétegzettség is megfigyelhető. A réteglemezek vastagsága általában 0,2–0,3 cm, de találhatók cm-es (1–3 cm) rétegek is. A karbonátos rétegek 5–15 cm vastagságúak. A karbonáttartalom általában kötőanyagként van jelen; ritkán alkot önálló rétegeket; gyakoriak az apró, gömbhéjas, sugaras szerkezetű dolomitkonkréciók. A réteglapok mentén a kőzet jól elválík. Itt általában erősen szericites. A szericit a rétegeken belül is gyakori, de vannak csillámmentes szakaszok is.

1229 m-ből FAZEKAS VIA mikrofelzites szerkezetű, foltosan átkristályosodott alanyagú kvarcporfirt határozott meg, piroklasztikus bélyegekkel. További néhány tufa–tufit betelepülést is feltelezett.

Jelentős a pirittartalom, amely nemcsak a redukált, hanem a vörös színű rétegekben is jelen van.

A Turonyi formáció jellegzetes, részben rétegtani értékű ősmaradványokat tartalmaz. Közülük legjelentősebbek a BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES által 1220 m-ből gyűjtött és HARTMUT HAUBOLD hallei egyetemi tanár által *Anthichnium (Saurichnites) salamandroides* (GEINITZ 1861) HAUBOLD 1970-ben meghatározott őskételtű (Amphibia) lábnyomok. Ez a faj Tübingiában csak a stephani és autuni emeletekben található, de a saxoniban már



107 A Turony Tu-1 jelű fúrás rétegsorának alsó része a Turonyi formáció földtani alapszelvénye (Barabásné Stuhl Á.)

hiányzik. HEINZ KOZUR is megvizsgálta az *Antichnium salamandroides*, és a korát asselinek határozta meg. [115]

Még egy jó megtartású lábnyom került elő 1301 m-ből, amit BARABÁSNÉ *Platytherium psammobates* BARKAS-nak határozott meg.

A réteglapokon az apró őskételtű-lábnyomokon kívül primitív Pteridophyta sporangiuma, makrospórák, életnyomok és mechanikus eredetű nyomok voltak felismerhetők. Közepes gyakorisággal bioturbációra utaló bélyegeket találtak.

Egy 1300 m-ből származó minta vitrinireflexió értéke $R_0 = 3,65\%$, ami a Tésenyi Homokkőben mért R_0 értékhez hasonló, és nagymértékben eltér a fedőben települő Korpádi Homokkőben mért R_0 2,42% értéktől.

A térfogatsúly 2,72 g/cm³, közepes értéket képvisel a Tésenyi Homokkő (2,74 g/cm³) és a Korpádi Homokkő (2,65–2,67 g/cm³) között.

Keletkezési viszonyok, rétegtani besorolás

A földtani kifejlődés sajátosságai alapján a Turonyi formáció keletkezését illetően a durva törmelékiszállítás területéből kieső, a finom szemcsés törmelékanyag nyugodt felhalmozódását biztosító, zárt (védett) térszíni viszonyok közötti sekély tavi fáciesviszonyokra gondolhatunk. A vulkanit anyagú közbetelepülések is inkább másodlagos áthalmazás, esetleg távoli tufaszórás termékei, mintsem közeli vulkáni működésé.

A rétegtani besorolás egy alapvető és egy kiegészítő bizonyítékon alapul: az *Antichnium salamandroides* (GEINITZ 1861) HAUBOLD által történt, megbízhatónak ítélt meghatározáson és a fedő Korpádi Homokkő formáció alsóperm spóra-pollen maradványain. A nyugodt üledékképződést biztosító környezeti feltételeket helyi körülmények alakították ki, mégis lehetséges, hogy ebben a felsőkarbon ciklus záródása és az alsóperm saali orogén fázist megelőző viszonylagos nyugalom is közrejátszott. Ezért a Turonyi formációnak a karbon időszak végére, ill. a perm időszak kezdetére, a stephani-asseli emeletbe történő besorolását – a jelenlegi ismeretek alapján – indokoltnak tartjuk.

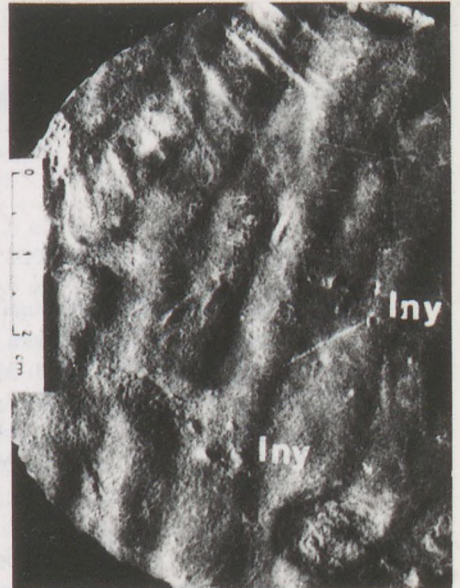
Irodalomjegyzék

Turonyi formáció

- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1975: Adatok a dunántúli újpaleozóos képződmények biosztratigráfiájához. – Földt. Közl. 105/3, pp. 320–334.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1975: Organic and inorganic hieroglyphs from the Late Paleozoic of Southern Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 22/1, pp. 87–96.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1987–1988: A Délbaranyai-dombság és a Villányi-hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés (III. fejezet). – MÉV Adattár.
- KASSAI MIKLÓS 1978: Grès de Turony. In Fülöp J. (Ed.) Lexique Stratigraphique International. Vol. 1. Europe. Fasc. 9. Hongrie. – Centre Nat. de la Rech. Sci.
- KASSAI MIKLÓS 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. – Geol. Hung. Ser. Geol. 17, pp. 11–109.

Táblamagyarázat

- [115] Tetrapoda lábnyomok a Turonyi formációból (BARABÁSNÉ S. Á.)
- A *Antichnium (Saurichnites) salamandroides* (GEINITZ 1861) HAUBOLD 1970 pozitív-negatív lenyomat Turony-1 jelű fúrás 1220 m-ből
- B Tetrapoda lábnyomok (lny), pozitív lenyomat Turony-1 jelű fúrás 1341 m
- C Tetrapoda lábnyom, pozitív-negatív lenyomat Turony-1 jelű fúrás 1399 m
- D *Platytherium psammobates* BARKAS Turony-1 jelű fúrás 1301 m, 10x
- E *Antichnium (Saurichnites) salamandroides* (GEINITZ 1861) HAUBOLD 1970 pozitív-negatív lenyomat, Turony-1 jelű fúrás 1423 m



Korpádi Homokkő formáció

A földtani megismerés története

A Ny-i Mecsek északnyugati peremén a Mecseki Ércbánya Vállalat két kutatási fázisban (1957–1958 és 1960–1963 között) lemélyített cserdi, dinnyeberki, gyűrűfői és Korpád környéki kutatófúrásai, valamint a Gyűrűfői Riolit kibúváson telepített kutatóaknak tárták fel. A Gyűrűfői Riolit fekvőjében települő formációra a Magyar Rétegtani Bizottság a Korpádi Homokkő megjelölést fogadta el (1983). Részletes leírását JÁMBOR ÁRON kéziratosa alsóperm monográfiája tartalmazza (1964). A pontosabb korbesorolást BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES palinológiai vizsgálatai tették lehetővé (1975, 1981).

A Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen kutatófúrásokkal feltárt Korpádi Homokkőre vonatkozó ismereteket – az akkori felsőperm besorolással – KASSAI MIKLÓS publikálta (1976). A rétegtani besorolás revíziójának biosztratigráfiai megalapozása és a teljes kutatás átfogó üledékföldtani értékelése BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES munkája (1975, 1981, 1987–1988).

Elterjedés, település, tagolás

Felszíni előfordulását nem ismerjük. A Mecsek Ny-i-ÉNy-i peremén a Korpádi Homokkő formációt harántolt föltárásokat a 6. sz. táblázat foglalja össze.

A Mecsek és a Villányi-hegység közötti medencealjzatban, valamint a villányi mezozoikum fekvőjében a 7. sz. táblázatban összefoglalt fúrások tárták fel a Korpádi Homokkő formációt.

A Korpádi Homokkő a Mecsek Ny-i-ÉNy-i peremén – minden ismert esetben – barnára mállott eróziós gránitfelszínre, ill. zöldesszürke színű, gránit anyagú törmelékre települ. Az utóbbi a Korpádi Homokkő felhalmozódását megelőzően, mérsékelten redukáló közegben keletkezett, közel helyben maradt lejtőtörmelék, ill. hegylábi törmelék. Anyaga koptatatlan és alárendelten gyenge osztályozottságot mutató gránitmurva,

rendezetlen vagy gyenge irányitottságot képviselő, alig koptatott gránit- és apitkavicsokkal. Az utóbbiak – esetenként – eredeti részarányukat meghaladó gyakoriságúak. Helyenként pirit- és 1–2 kalkopirit-szemcse által képviselt szórt ásványosodás volt tapasztalható. A barna színű mállási kéreg már a perm általános üledékképződési viszonyait tükrözi.

A Mecsek és a Villányi-hegység közötti terület medencealjzatában – Nagykozár–Máriakéménd vonalában (Nk–2, Mk–3) – kristályospala, a Villányi-hegység ÉNy-i és É-i előterében a Tésényi Homokkő (Sb–1) és Turonyi formáció (Tu–1), a villányi-hegységi zónában ismét kristályospala (Cs–1, Dv–3, Cs–1, Mgy–1) található a Korpádi Homokkő formáció alatt. A Csarnóta Cs–1 jelű fúrásban a 434–458 m között feltárt Korpádi Homokkő a „villányi-hegységi kifejlődésnek” megfelelően polimetamorf kristályospalára települ; 726 m-ben, a feltelődési sík alatt, a hegység északi előterére jellemző nagyobb vastagságú Korpádi Homokkőbe jutott a fúrás, és abban is állt le.

A Korpádi Homokkő felett jelentős rétegtani hézag nélkül, kisebb eróziós diszkondenciával települ a Gyűrűfői Riolit a Ny-i Mecsekben a Gyűrűfű 9008, 9012 sz. fúrások rétegsorában és a 701 sz. kutatóaknában, a dinnyeberki 9015 sz. és XIII. szerkezetkutató fúrásokban, valamint a XV. szerkezetkutató fúrás rétegsorában Bodánál; a Mecsek és a Villányi-hegység közötti területen a Nagykozár Nk–2, Máriakéménd Mk–3 és a Bisse Bi–1 jelű fúrások esetében.

A perm időszak fiatalabb képződményeinek hiányával alsótriász Jakabhegyi formáció települ a Korpádi Homokkőre a Diósvizlő Dv–3, Szava Sz–5, Csarnóta Cs–1, Turony Tu–1, –2 és a Máriagyűd Mgy–I jelű fúrásokban. Helyenként a Korpádi Homokkő felső része is lepusztult.

Néhány helyen a neoalpi lepusztulás hatolt a Korpádi Homokkőig, és arra alsómiocén (Gyűrűfű 9006 sz. és XIII. szerkezetkutató fúrások), ill. felsőpannoniai (Gyűrűfű 9009 sz. és az Sb–1 jelű fúrás) rétegsor települ.

Máriakéméndtől keletre, a Somberek Smb–1 és a Bata Bt–3 jelű fúrások tanúságaként, a Korpádi formáció már nem fejlődött ki. Ezekben a helyeken a perm összlet a Gyűrűfői Riolittal indul.

Kifejlődési különbségek alapján a Villányi-

6. táblázat Korpádi Homokkő feltárások a Mecsek Ny-i-ÉNy-i peremén

A feltárás megnevezése			A harántolás mélységköze	Fekvő képződmény
Korpád	Gű 9006 sz.	kutatófúrás	452,0 – 671,5 m	barnára mállott gránit
Gyűrűfű	Gű 9008 sz.	kutatófúrás	29,0 – 248,8 m	gránit anyagú lejtőtörmelék
Gyűrűfű	Gű 9009 sz.	kutatófúrás	5,0 – 345,0 m	lejtőtörmelék
Gyűrűfű	Gű 9012 sz.	kutatófúrás	136,9 – 383,0 m	zöldesszürkére mállott gránit
Dinnyeberki	D 9015 sz.	kutatófúrás	235,5 – 539,2 m	mállott gránit
Gyűrűfű	701 sz.	kutatóakna	4,7 – 15,0 m	a fekvő feltá- ratlan maradt

7. táblázat A Mecsek és a Villányi-hegység közötti terület medencealjzatában Korpádi Homokkővet harántolt fúrások

		A harántolás mélységköze	Fedő képződmény	Fekvő képződmény
Nagykozár	Nk-2	1827,4 – 1952,1 m	Gyűrűfűi Riolit	kristályospala
Máriakéménd	Mk-3	2094,8 – 2448,5 m	Gyűrűfűi Riolit	kristályospala
Siklósbodony	Sb-1	76,0 – 700,0 m	felsőpannon	Tésenyi Homokkő
Diósvizlő	Dv-3	963,2 – 1067,0 m	Jakabhegyi Homokkő	tekt. kristályospala
Szava	Sz-5	226,2 – 303,0 m	Jakabhegyi Homokkő	feltáratlan
Csarnóta	Cs-1	434,0 – 458,0 m	Jakabhegyi Homokkő	tekt. kristályospala
		726,0 – 1267,0 m	tekt. Tésenyi Homokkő	feltáratlan
Turony	Tu-1	490,0 – 1167,0 m	Jakabhegyi Homokkő	Turonyi formáció
Turony	Tu-2	367,6 – 552,0 m	Jakabhegyi Homokkő	feltáratlan
Bisse	Bi-1	1123,0 – 1223,0 m	Gyűrűfűi Riolit	feltáratlan
Máriagyüd	Mgy-I	1286,4 – 1533,6 m	Jakabhegyi Homokkő	kristályospala

hegység ÉNy-i előterében elkülöníthető a Korpádi Homokkő formáción belül, annak egy idősebb alsó tagozata, amely az általános elterjedésű felső tagozattal szemben csak ezen a helyen található (Sb-1, Cs-1, Tu-1, jelű fúrások).

Földtani kifejlődés

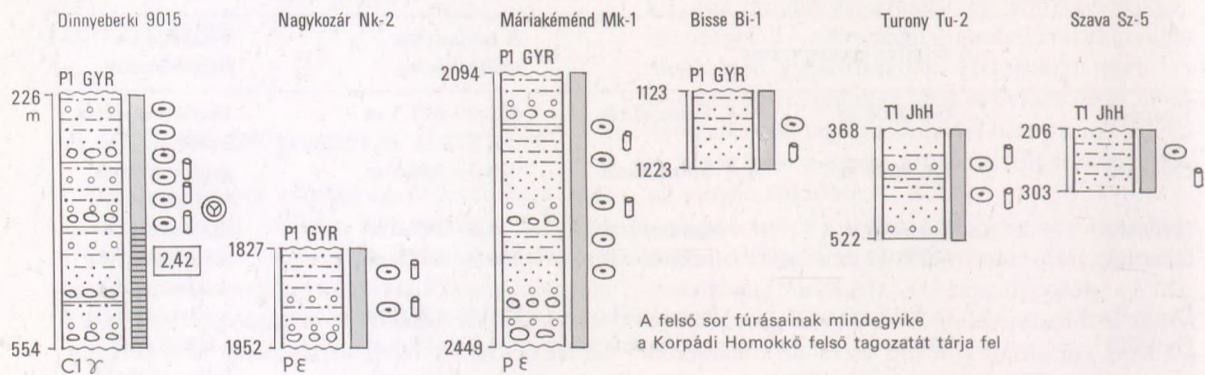
A Korpádi Homokkő uralkodóan vörös színű, törmelékes (konglomerátum–homokkő–aleurolit) alapciklusokból álló, polimikt anyagú (granitoidokból, ópaleozóos homokkő fajtákból és vulkanitokból származó), szárazföldi (folyóvízi–ártéri) molassz fáciesű képződmény. Feltárt vastagsága 125–680 m között változik. Földtani kifejlődését kőzetfajták szerint tárgyaljuk. [108]–[109]

Konglomerátum

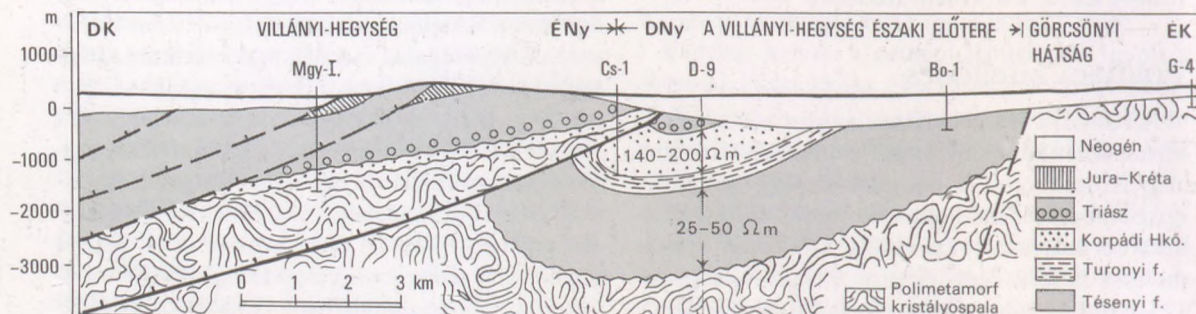
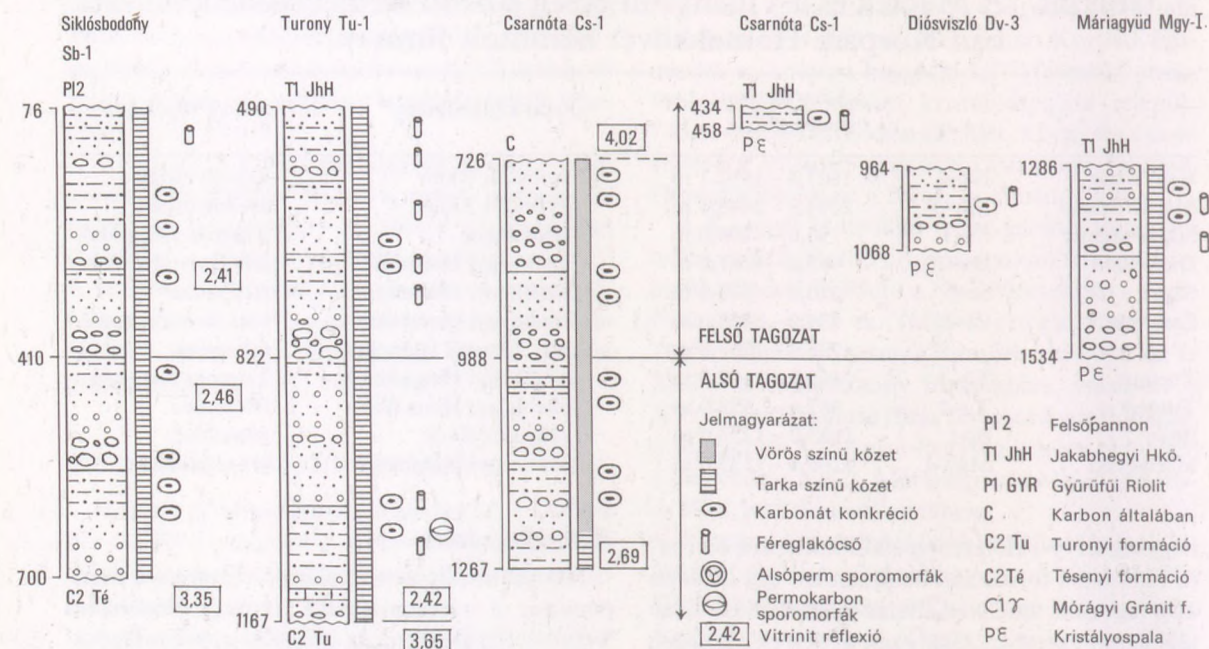
Jellegzetes, de nem uralkodó részarányú komponense a rétegösszetletnek (középciklusonként 5–18%). Az alsó tagozat közepes szemcsenagyságú, homokkőben szórtan elhelyezkedő kavicsokat és vékony konglomerátum betelepüléseket tartalmaz. A felső tagozat vastag konglomerátum réteggel kezdődik, feljebb a rétegvastagság is (2,5–3 m-ről 1 m-re), a maximális kavicsátmérő is (12 cm-ről 5 cm-re) csökken. A kavicsátmérő a konglomerátumpadokon belül, nagyjából a kimosási határ felett a legnagyobb, és felfelé fokozatosan csökken. Gyakori eset azonban az is, hogy a legdurvább szemcsenagyság a konglomerátumpadok középső részén található. A kavicsok középepen koptatottak, általában irányítottak, és a réteg-

NAGYKOZÁR – MÁRIAKÉMÉND

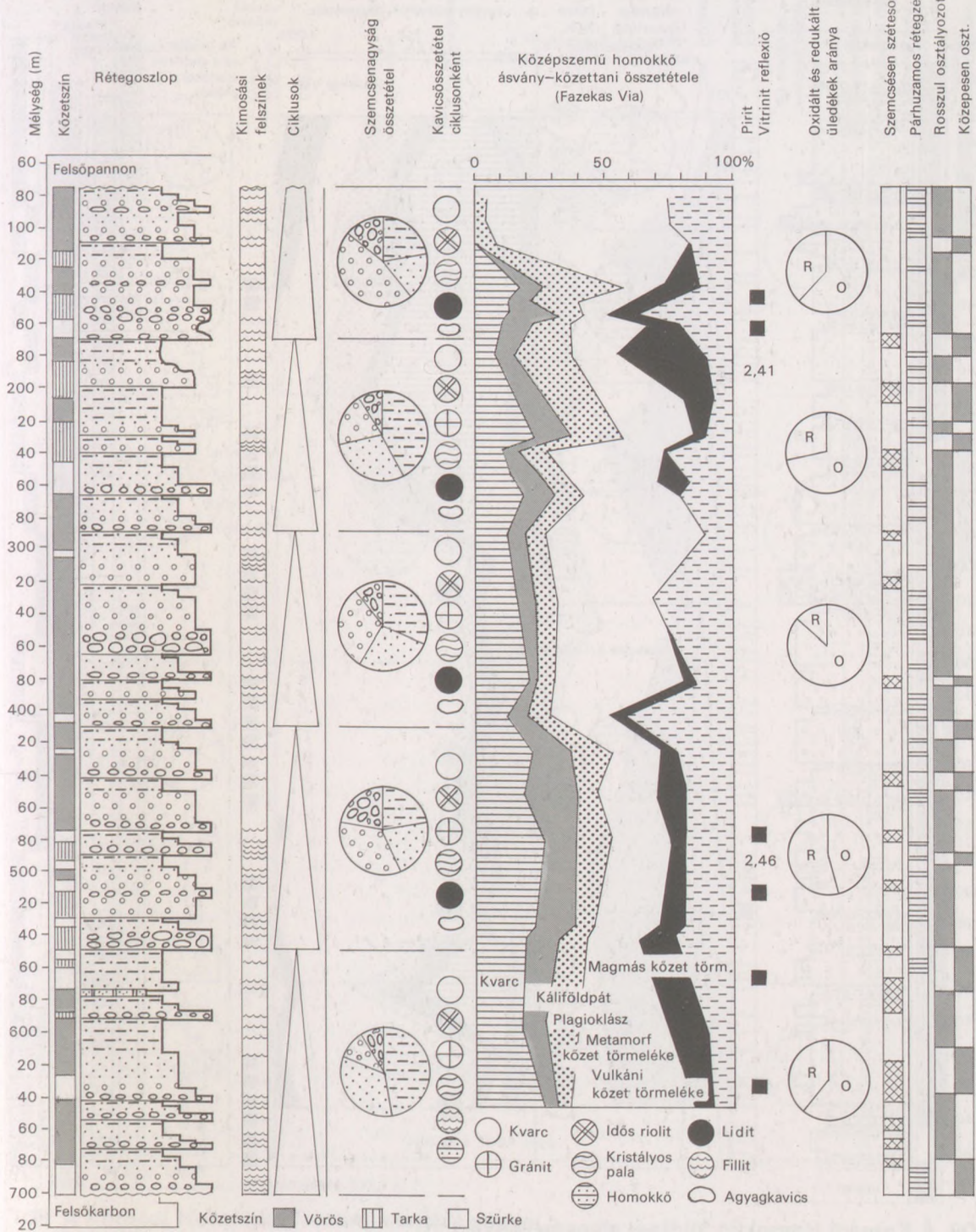
A VILLÁNYI-HEGYSÉG ÉSZAKI ELŐTERE

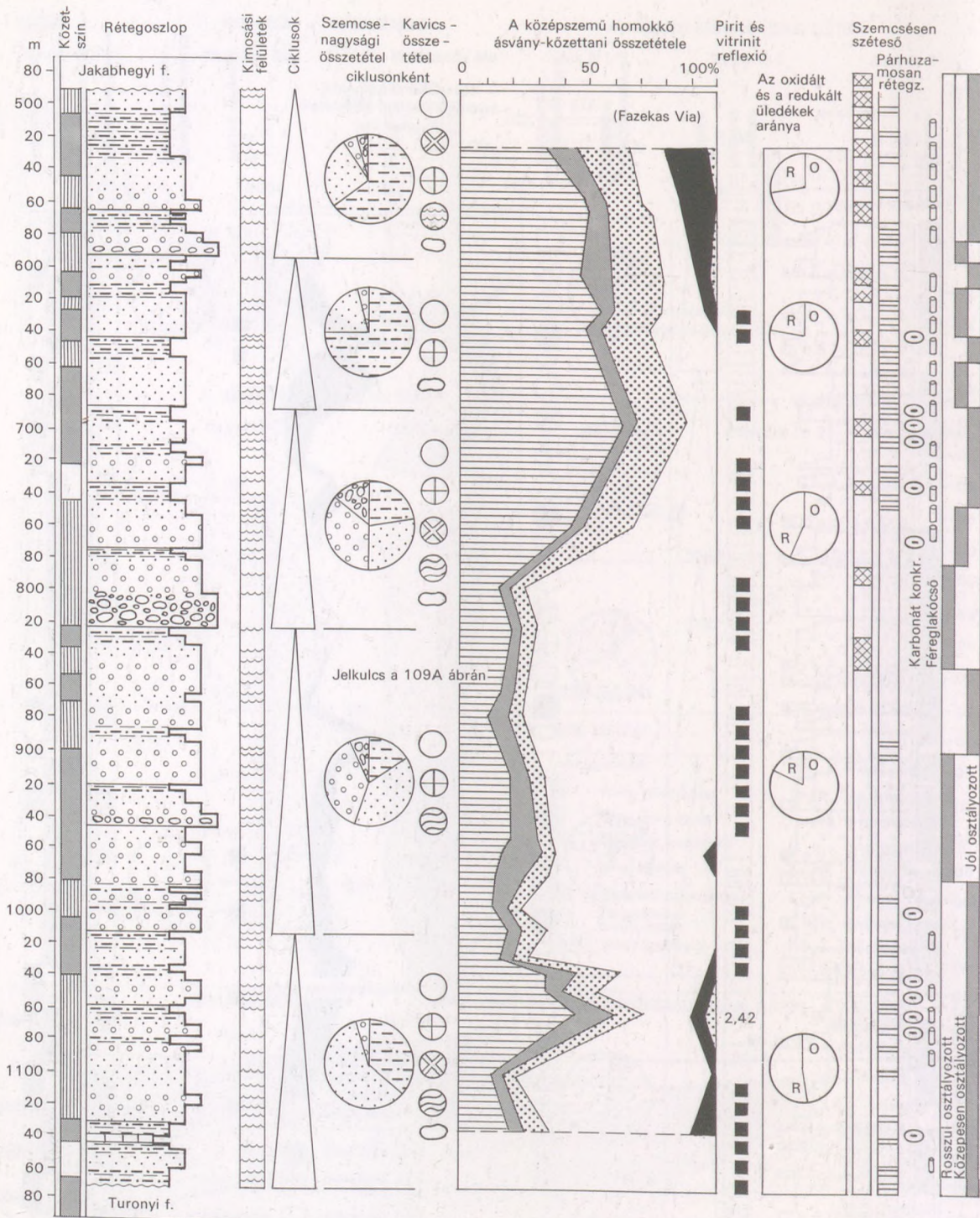


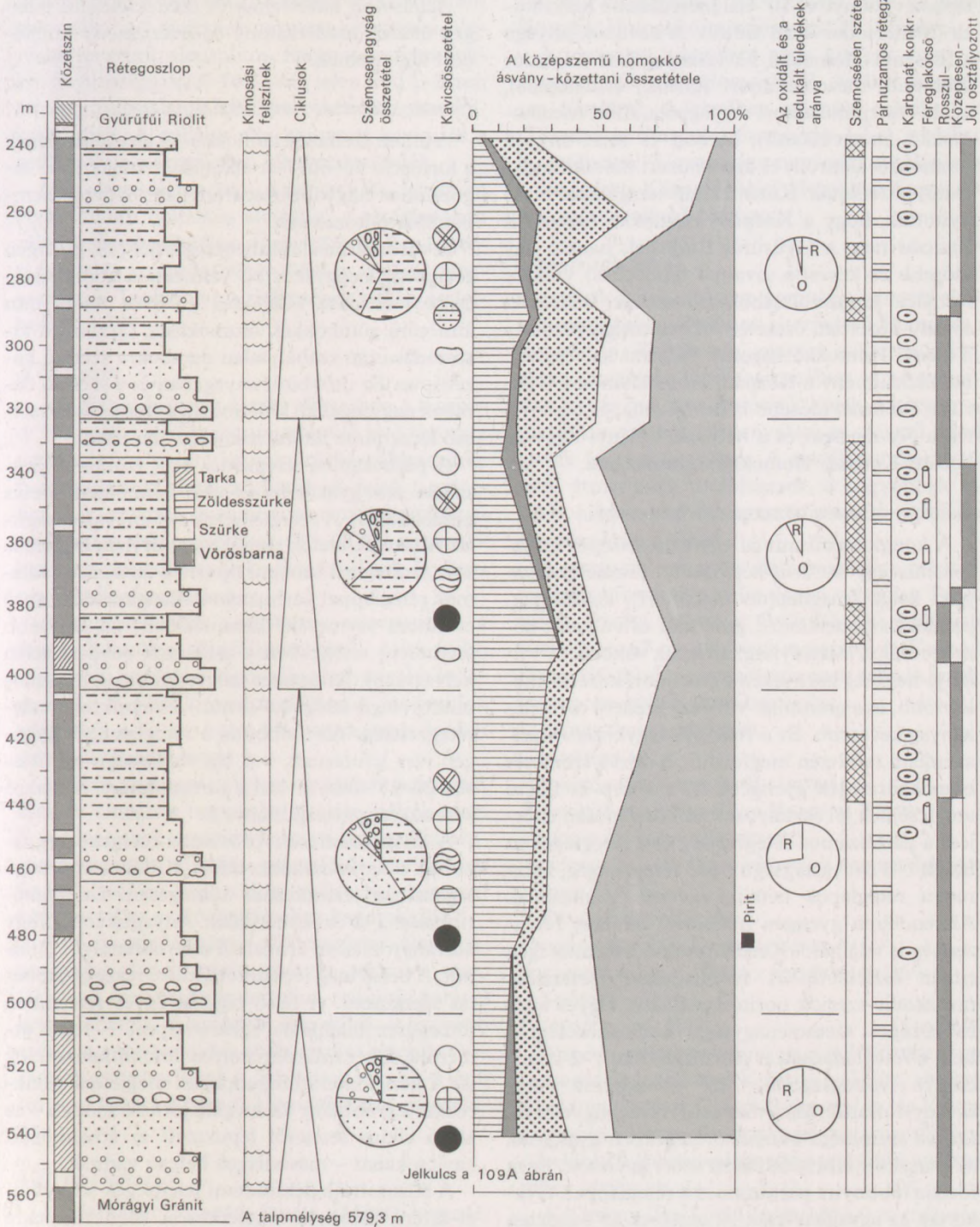
A VILLÁNYI-HEGYSÉG ÉSZAKI ELŐTERE



108 A Korpádi Homokkő rétegsorok lito- és biosztratigráfiai korrelációja (Barabásné Stuhl Á.)







109 A Korpádi Homokkő földtani alapszelvényei

109C A 9015 sz. fúrás rétegsora (Barabásné Stuhl Ágnes)

laphoz viszonyítva 10°-nál meredekebb helyzetűek (medersodorvonal fácies). A kavicsok anyaga a Tésenyi Homokkő kavicsanyagához hasonló: granitoid, mezometamorf (gneisz, csillámpala), anchi- és epimetamorf (agyagpala, fillit, metahomokkő, metavulkanit), karbon és saját anyagú (homokkő–aleurolit és áthalmazott dolomitkonkréción) kőzetfajták. Körültekintő vizsgálattal bizonyították, hogy a Korpádi Homokkő metariolit kavicsai nem a Gyűrűfői Riolitból, hanem egy idősebb és kevésbé savanyú (andezites) vulkáni formáció lepusztulásából származnak; kémiai és ásvány-kőzettani összetételükben megegyeznek a Tésenyi Homokkő hasonló vulkanit kavicsaival. Ez a körülmény a Korpádi Homokkőnek a Gyűrűfői Riolitnál idősebb korát igazolja, és bizonyíték a Ny-mecseki és a Mecsek–Villányi-hegység közötti Korpádi Homokkő azonosságára.

Közép- és durva szemcséjű homokkő

A konglomerátummal együtt a közepes ciklusok mintegy 50%-át képviselik. Törmelékanyaguk: kvarc (magnás és metamorf), káliföldpát, plagioklász, metamorf, granitoid és vulkanit kőzettörmelék. Mennyiségi arányuk változó. A Villányi-hegység környékén a metamorf kőzettörmelék több, és a granitoid–vulkanit eredetű törmelékanyag kevesebb. Ez a viszony Nagykozár–Máriakéménd területén megfordul. A durva szemcsés homokkőrétegek gyengébben, a közép- és finom szemcséjűek jól osztályozottak. Általánosan elterjedt a párhuzamos rétegzettség és a rétegtagokon belüli 1–3 cm vastagságú belső rétegzettség, határozott réteglapok nélkül, egyenes gradációval. Alárendelten gyengén hullámos, lemezes rétegzettség is található. Keresztrétegzettség csak igen ritkán észlelhető. A réteglapokon esetenként muszkovit–szericit borítás található. Egyes apró és közepes szemcsenagyságú homokkőrétegekben, a réteglemezekkel párhuzamosan 1–2 szemcsényi vastagságban, kis kiterjedésű ércásvány-torlatok (főleg magnetit) is megfigyelhető. Durva szemcséjű homokkőrétegekben gyakoriak az irányított elhelyezkedésű szórt kavicsok. Ezek fősíkjá többnyire párhuzamos a réteglappal. Gyakoriak az agyagkavicsok is, amelyek az összleten belüli lepusztulásból származnak (anyaguk vörös aleurolitos finom szemcsés homokkő).

A felsorolt kőzetfajták és üledékföldtani jellegük meder, mederzátony és ártérizátony kifejlődést képviselnek.

Finom szemcsés homokkő és aleurolit

A finom szemcsés homokkő- és aleurolitrétegek a formáció 50–60%-át alkotják, s annak felső tagozatában nagyobb részarányúak. Szöveti szempontból változatosak.

A vörösbarna aleurolit rétegzetlen, ill. gyengén rétegzett. Leggyakoribb változata a gömbhéjas-csomós elválású kifejlődés (5–8 és 10–15 mm átmérőjű gömbökkel, csomókkal). Gyakori a kiszáradás után szabálytalan darabokra széteső kőzettípus. Ez utóbbitól anyagában és a széteső darabok nagyságában különbözik a szemcsés széteső aleurolitos finom szemcsés homokkő.

A párhuzamos rétegződés és a szürke-zöldes-szürke szín gyakoribb az apró és finom szemcsés homokkőben. A réteglemezek 1–5 cm vastagságúak. A rétegfelületek simák, vagy enyhén hullámosak. A rétegzett szövetű típushoz tartozik a csillámok réteglappal párhuzamos elhelyezkedése apró és finom szemcséjű homokkőben. (A durvább szemcséjű rétegekben a csillámok rendszertelen helyzetűek). Jellegzetes szövet típus a párhuzamos mikrorétegzettség (0,5–2 mm), és a mikrokereszt-rétegzettség. Az utóbbinál a réteglemezek gyengén íves lefutásúak, 1–5 cm vastagságú együttesük 20–25° alatt metszi a sorozathatárt. A makrokereszt-rétegzettség hiányzik.

A finom szemcsés vörösbarna rétegekben gyakoriak a karbonátkonkréciónok. Különösen a felső tagozatban jelentkeznek tömegesen. Leggyakoribbak az 1–2 cm átmérőjűek. Anyaguk fehér vagy halványrózsaszín árnyalatú mikrokristályos dolomit. A belső mag repedezett, külső része gömbhéjas szerkezetű. A felső tagozat egyes rétegeiben tömegesen található egészen apró, 1–3 mm átmérőjű, fehér mikrokristályos dolomitkonkréciónok is. A konglomerátumpadokban megjelenő konkréciónok legtöbbször jól megállapítható módon – az előző ciklus tetejéről lepusztult és áthalmazott kavicsokként – másodlagos helyen vannak.

A felsorolt üledékföldtani jelenségek a folyóvízi-ártéri, ártéri-tavi keletkezési körülményekre utalnak.

A DK-dunántúli permben elterjedt sajátos kő-

zetkifejlődés a Mecseki Ércbánya Vállalat geológusai által „x” fáciesnek nevezett közettípus. Vörösbarna színű, aleurolitos, finom szemű homokkő. Sajátosságát az 5–10%-ban jelen lévő 1–2 mm átmérőjű éles, szögletes kvarc- és földpátszemcsék adják. A néhány alig koptatott kavics és a csillámok is orientálatlan elhelyezkedésűek.

Igen alárendelt szerepű a sötétszürke, levelesen elváló finom homokos aleurolit, a réteglapokon pirithintéssel (a 9008 sz. fúrás 92,8–93,0 m közötti és a 9012 sz. fúrás 298,0–298,3 m közötti rétegszakasza). Iszapcsúszási jelenségek ritkán észlelhetők.

Közetszín

A Villányi-hegység északi előterében a Korpádi Homokkő felsőkarbonra települő alsó tagozata tarka színű a viszonylag sok szürke–zöldesszürke betelepüléstől, elszíneződéstől. A felső tagozatban már uralkodó részarányúak a nagy vastagságú vörösbarna rétegcsoportok (80–90%), ugyanakkor a szürke–zöldesszürke betelepülések és elszíneződések alárendeltek.

A legerőteljesebb vörösbarna színárnyalata a finom homokos aleurolitnak van. A durvább szemcséjű homokkő vörös színe halványabb (világosabb). A konglomerátum színe a ferrioxidok vörösebből és a kavicsok kőzetanyagának eredeti színéből tevődik össze.

A vörös szín eredetét nem vizsgálták behatóan, csak az általános ismeretek szintjén ítélték meg. E szerint annak eredete a lepusztulási terület képződményeinek erőteljes szárazföldi mállásához, finom eloszlású ferrioxidok (elsősorban hematit) képződéséhez és áttelepítéséhez kapcsolódik.

A vörös után a szürke–zöldesszürke szín a leggyakoribb (a formáció egészét tekintve max. 20%). A szervesanyag-tartalom reduktív hatásra keletkezhetett. Alárendelt szerepűek a nagyobb szervesanyag-tartalmú sötétszürke rétegek. Viszonylag gyakoribbak a Siklósbodony Sb-1 jelű fúrással feltárt Korpádi Homokkő alsó tagozatában.

Vitrinitreflexió

A vizsgálatot LACZÓ ILONA (MÁFI) végezte. A Villányi-hegység északi előteréből származó mintákban mért R_0 értéke 2,41–2,69 között válto-

zik, ami jól egyezik a Ny-mecseki 9008 sz. fúrás Korpádi Homokkő mintájának 2,42 értékével.

A vizsgálati adatokból az is kitűnik, hogy az alsóperm Korpádi Homokkő R_0 értékei lényegesen kisebbek a fekvőben települő felsőkarbon (Tésenyi és Turonyi) formációk 3,3–4,3 közötti R_0 értékeinél. Ugyanakkor nem nagy a különbség a felsőperm Kővágószőlősi Homokkő formációban mért értékekhez képest.

Ősmeradványok

A vörös színű, finoman szemcsés, lemezes elválású rétegekben általános elterjedésű életnyom a *bioturbáció*. Különösen gyakori a Korpádi Homokkő formáció felső tagozatában. A réteglapokon 2–3 és 5–8 mm átmérőjű, kerek, a környezettől kissé eltérő színárnyalatú és szövetű foltok hívják fel rá a figyelmet. A réteglapra csak a kisebb átmérőjűek merőlegesen, a nagyobbak inkább hegyesszögben metszik azt. Esetenként a réteget sűrűn átjárják.

A rétegtani besorolás alátámasztására eredményesnek bizonyult a palinológiai vizsgálat. BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES a Gyűrűfű Gű-9008 jelű fúrás 86 és 87 m mélységű mintáiból (a Korpádi Homokkő felső tagozata) határozott meg és publikált spóra–pollen maradványokat.

Monosaccites pollenek:

Cordaitina sp.

Potoniaisporites novicus BHARDWAJ

Potoniaisporites bhardwaji REMY et REMY

Vesicaspora wilsoni SCHEMEL

(összesen 71%, a *Potoniaisporites* nemzetség részaránya 53%)

Disaccites pollenek:

Pityosporites sp., *Falcisporites* sp.

Jugasporites omai HELBY, (együttesen 26%)

Spórák:

Leiotriletes sp. (2%)

[116]A–G

A spóra–pollen tartalmú rétegből TÖZSÉR OTTÓ szenesedett levéltöredékeket is gyűjtött, amelyeket ANDREÁNSZKY GÁBOR *Pecopteris* sp. és *Voltzia heterophylla* maradványoknak határozott meg. Az előbbi a karbon–alsóperm, az utóbbi a permtriász idején élt.

A Turony Tu-1 jelű fúrás 1054,0 m mélységből származó mintájából feltárt spóra–pollen együttes a Ny-mecseki, Gyűrűfűi Riolit alatti ré-

tegekben található hasonló, azzal a különbséggel, hogy több a harasztoktól származó, tehát idősebb korra utaló spóra (*Verrucosiporites*, *Calamosporites* és más trilet formák). Nagy mennyiségben tartalmaz *Vittatina* fajokat, amelyek ilyen nagy mennyiségben az alsóperm aljára utalnak.

Ciklusok, ősföldrajz, fejlődéstörténet

A tektonika, a szárazföldi háttér hematitos, oxidatív mállása, a száraz időszakokat felváltó erőteljes denudáció, valamint az adott területen a közép- és alsószakasz jellegű folyók üledéklerakó tevékenysége hozta létre a Korpádi Homokkő törmelékes, ciklusos rétegösszletét. A több fázisban megismétlődő tektonikai igénybevétel megnövelte az eróziós energiát, a klimatikus ciklusok és a folyóvíz meanderezése pedig kialakította a konkrét alap- és középciklusokat. Az erősen pusztuló tagolt háttér és a tektonikus árkokban a folyók meder, sodorvonal, ártéri, ártéri-tavi és holtági fáciesei képviselték az egyidejűleg is változatos, időben is gyorsan változó ősföldrajzi tájat.

A formáció alsó tagozata a Villányi-hegység északi előterében még a felsőkarbon üledékgyűjtő továbbmélyülése révén keletkezett; a korábbinál szakaszosabb vízhozamú folyók (cikluskezdő kimosások, átülepített dolomitkonkréciók) építőmunkájának eredményeként. Tarka (nagyobb részt vörös, szürke, zöldesszürke), közepes szemcsenagyságú törmelékes összletként, vékony konglomerátum és aleurolit betelepülésekkel. Az alsó tagozatot felépítő alapciklusok száma fúrású rétegsorokként 30 és 45 között változik. A leggyakoribb típusok abc és bc, (a = konglomerátum és durva szemcsés homokkő, b = nagy, közepes és apró szemcsés homokkő, c = finom szemcsés homokkő és aleurolit).

Tektonikai hatásra alakult ki a Korpádi Homokkő felső tagozatának a felsőkarbon üledékgyűjtőt északi és keleti irányban jelentősen túllépő területe. Az erózió gyors és erőteljes megnövekedését a felső tagozat bázisán lévő vastag konglomerátum rétegtag jelzi. Felfelé a törmelék átlagos szemcsenagysága csökken, a finom homokos-aleurolitos betelepülések vastagsága növekszik. Az utóbbiak rosszul rétegzett, gömbhéjas, ill. szabálytalanul széteső szövetű ártéri, ártéri-tavi üledékek, apró dolomitkonkréciókkal, gyakori bio-

turbációval. JÁMBOR ÁRON a Ny-i Mecsekben a Korpádi formáció felső tagozatában 4 középciklust talált, az elsőben 4–14, a másodikban 5–8, a harmadikban 6–12, a negyedikben 6–7 alapciklussal.

Irodalomjegyzék

Korpádi Homokkő formáció

- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 20/2, pp. 191–207.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR – MAJOROS GYÖRGY 1973: Der heutige Stand der Kenntnis des Karbons und Perms in Ungarn. – Veröff. Zentralinst. Physik der Erde 14, pp. 459–475.
- BARABÁS ANDOR 1979: A perm időszak földtani viszonyai és a külszíni kutatás feladatai a mecseki értelelőhelyen. – Földt. Közl. 109/3–4, pp. 357–365.
- BARABÁS ANDOR – BARANYAI ISTVÁN – JÁMBOR ÁRON – SZABÓ JÁNOS – SZÉNÁS GYÖRGY 1964: A Mecsek és a Villányi-hegység harmadkor előtti alaphegységterképe. – MÁELGI Évk. 1, pp. 50–80 és mellékletek.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1975: Adatok a dunántúli újpaleozoos képződmények biosztratigráfiájához. – Földt. Közl. 105/3, pp. 320–334.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1981: Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mountains (South Hungary). – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/1, pp. 49–97.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1987–1988: A Dél-baranyai-dombság és a Villányi-hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete, a perm képződményekről. Kézirat, MÉV Adattár.
- FAZEKAS VIA 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. – Földt. Közl. 117/1, pp. 11–30.
- FÜLÖP JÓZSEF et al. 1983: Magyarország litosztratigráfiai formációi. – Földt. Int. Kiadv.
- JÁMBOR ÁRON 1964: A Mecsek hegység alsóperm képződményei. – Kézirat. Földt. Int. Adattár.
- KASSAI MIKLÓS 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. – Geol. Hung. Ser. Geol. 17, pp. 11–109.

Gyűrűfői Riolit formáció

Megismeréstörténet

A Gyűrűfői Riolit a mecseki perm-triász és neogén képződmények jelentős részarányú kavicsanyagaként sokkal előbb vált ismertté, mint egyetlen felszíni előfordulása (BEUDANT, F.S. 1822, PETERS, K. 1862, BÖCKH JÁNOS 1876).

A Gyűrűfűtől D-re pleisztocén lösz és pannóniai képződmények alól kibukkanó több m³-es, kvarcporfir tömbökről VADÁSZ ELEMÉR Mecsek-monográfiájában (1935) olvashatunk.

Pontosabb megismerésére a Mecseki Ércbánya Vállalat 1957 és 1962 között kutatófúrásokat és két kutatóaknát mélyített. A vizsgálati eredményeket átfogó, minden fontos kérdésre kitérő, és azokra meggyőző választ adó tanulmány SZEDERKÉNYI TIBOR „Kvarcporfir jelentés” c. kéziratosa munkája (1963). A 9008 és 9015 sz. fúrások kavicsanyagának vizsgálati adatai alapján igazoltnak látta, hogy az alsóperm konglomerátum porfirít-kavicsai nem a Gyűrűfői Riolitból, hanem egy korábbi vulkáni működés bázikusabb anyagából származnak (kétütemű, porfirít-kvarcporfir vulkanizmus). JÁMBOR ÁRON megállapítására hivatkozva figyelmeztetett arra is, hogy a gyűrűfői kvarcporfir csak helyi jellegű, rövid idejű törmelékszolgáltatóként működött. Ilyen szerepe a Cserdi Konglomerátum rátelepülésével hamarosan megszűnt. A fiatalabb képződmények kvarcporfir törmeléke a Gyűrűfői Riolittal azonos korú és anyagú, de más területről származik (JÁMBOR ÁRON szerint ÉNy-i irányból és 40–50 km távolságból). Áttekintette az alsóperm vulkanizmus lehetséges ösföldrajzi kapcsolatait is.

JÁMBOR ÁRON „A Mecsek hegység alsóperm képződményei” c. kéziratosa munkájában rövid, tárgyyszerű összefoglalást adott a Ny-mecseki kutatás Gyűrűfői Riolitra („kvarcporfir lávaárta”) vonatkozó eredményeiről (1964).

A Mecsek és a Villányi-hegység közötti terület riolit vulkanitjairól KASSAI MIKLÓS villányi perm monográfiájában (1976) találjuk az első átfogó értékelést. A Vokányi Kvarcporfirnak elnevezett képződményt a Kővágószőlősi Homokkővel heteropikus fáciesű képződményként a felsőperembe sorolta. A vulkáni centrumokat a Szalatnak-villá-

nyi mélytörés mentén határozta meg, a V-2 jelű fúrás rétegsorában kürtőfáciessel.

BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1987–1988-as kéziratosa munkájában az újabb feltárásokkal és anyagvizsgálattal kiegészített Mecsek és Villányi-hegység közötti Mfv földtani kutatási anyag átfogó szintézisét végezte el. A dél-dunántúli perm egyseges rétegtani tagolása jelentős mértékben saját őslénytani-biosztratigráfiai és összehasonlító üledékföldtani munkájának eredménye (1978, 1981).

KASSAI MIKLÓS 1976. évi villányi monográfiájának és BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1987–1988. évi összefoglaló (kéziratosa) jelentésének elkészítéséhez a törmelékes és vulkáni képződmények ásvány-közettani vizsgálatát FAZEKAS VIA végezte el.

Elterjedés, település, tagolás

Gyűrűfű községtől délre, az istenküti erdészháznál, mintegy 150 × 150 m² nagyságú területen ismerjük a Gyűrűfői Riolit egyetlen természetes feltárását (110). Az összes többi feltárást a Mecseki Ércbánya Vállalat kutatófúrásai és három kutatóakna képviseli (8. táblázat).

A fekvő általában a Korpádi Homokkő. Csak Máriakéméndtől keletre hiányzik a törmelékes alsóperm; és a Gyűrűfői Riolit a polimetamorfa kristályospala aljzatra települ. A Korpádi Homokkő felett jelentős rétegtani hézag nélkül, kisebb eróziós diszkordanciával települ, és kölcsönösen 1–2 m kontakt hatás kíséri (elszíneződés, gyenge karbonátosodás, kovásodás, argillitesedés, a mellékkőzet megkeményedése, a dolomitgumók felbomlása, az eruptívum alacsonyabb kristályosági foka, színes elegyrészek elbomlása).

A fedő általában a Cserdi Konglomerátum (Nyugati-Mecsek, máriakémendi vonulat), de néhány esetben jelentős rétegtani hézag után a Jakabhegyi Homokkő (Villányi-hegység északi előtere). Más esetekben a neoalpi lepusztítás a Gyűrűfői Riolitig hatolt.

A legnagyobb vastagságú a riolit formáció a Villányi-hegység északi előterében; itt lehetett a kitörés centruma, amit a kürtőfácies jelenléte is igazol (V-2, Eá-7).

A Szava Sz-1 jelű fúrás felsőkarbon üledékes rétegsorba nyomult szubvulkáni riolitot tárt fel.

8. táblázat Kutatófúrásokkal és aknákkal feltárt Gyűrűfői Riolit

A feltárás megnevezése	A harántolás mélységköze	Fekvő képződmény	Fedő képződmény
<i>A mecsek Ny-i pereme:</i>			
Gyűrűfű Gű 9007	111,0 – 120,8 m	nem érte el	Cserdi Konglomerátum
Gyűrűfű Gű 9008	10,6 – 29,0 m	Korpádi Homokkő	felsőpannóniai homokkő
Gyűrűfű Gű 9012	76,0 – 125,5 m	Korpádi Homokkő	Cserdi Konglomerátum
Dinnyeberki D 9015	136,9 – 235,5 m	Korpádi Homokkő	Cserdi Konglomerátum
Gyűrűfű 700. sz. kut.-akna	6,7 – 21,6 m	nem érte el	felsőpannóniai homokkő
Gyűrűfű 701. sz. kut.-akna	0,6 – 4,7 m	Korpádi Homokkő	pleisztocén lösz
<i>A Mecsektől délre:</i>			
Nagykozár Nk-2	1775,0 – 1827,4 m	Korpádi Homokkő	Cserdi Konglomerátum
Máriakémend Mk-3	1964,4 – 2094,8 m	Korpádi Homokkő	Cserdi Konglomerátum
Somberek Smb-1	2114,2 – 2257,1 m	Kristályospala	Cserdi Konglomerátum
Báta Bt-3	1000,0 – 1022,6 m	Kristályospala	Cserdi Konglomerátum
<i>A Villányi-hegységtől északra:</i>			
Szalánta Szl-3	285,0 – 601,2 m	nem érte el	felsőpannóniai
Egerág Eá-7	432,0 – 1263,0 m	nem érte el	alsópannóniai
Peterd Pd-1	1224,0 – 1300,0 m	nem érte el	Jakabhegyi Homokkő
Vokány V-2	742,0 – 1203,0 m	nem érte el	Jakabhegyi Homokkő
Bisse Bi-1	676,0 – 1123,0 m	Korpádi Homokkő	Jakabhegyi Homokkő
Szava Sz-1	315,0 – 517,7 m	nem érte el	szubvulkáni képz.

9. táblázat Gyűrűfői Riolit kőzetminták kémiai elemzési adatai súly %-ban (MÉV kémiai laboratórium)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Gyűrűfű									
9007 sz. fúrás	74,90	14,02	0,90	1,98	–	0,10	1,20	3,20	2,67
9012 sz. fúrás	72,60	14,40	1,41	1,89	0,03	1,77	2,01	3,50	1,90
Dinnyeberki									
9015. sz. fúrás	72,52	13,80	1,10	2,00	0,20	0,28	1,30	3,20	2,20

Földtani kifejlődés

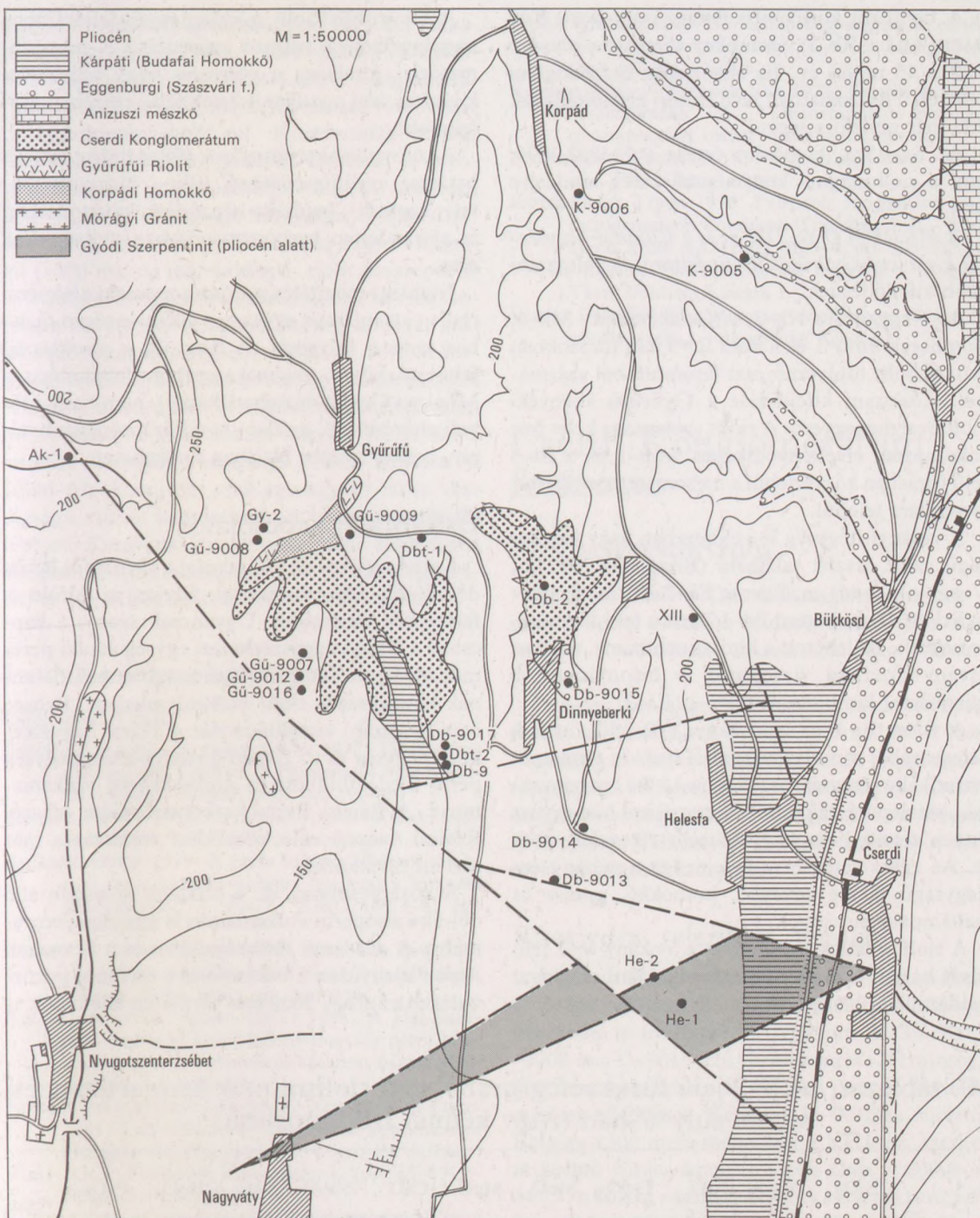
A Gyűrűfű környéki riolit halvány szürkéslila, nagyfokú homogenitást mutató, feltehetően egyetlen lávaömlésből keletkezett vulkanit. Bázisán kontakt jelenségek, a felszínén mállási kéreg van a fedő Cserdi Konglomerátum alatt. Makroszkóposan is felismerhető folyásos szerkezetű. A felzites alapanyag térfogata 50–60% ami a szélék felé még nagyobb arányú. A porfirós beágyazások idiomorf kvarc, földpát és alárendelten biotit.

A kvarc 2–5 mm, dihexaéderez, gyakran reszorbeált szegélyű. Gyakoriak az apró gázzárványok, ritka az apatit és a cirkon. Sima kioltású.

A földpát 3–4 mm, halványrózsaszín, fehér vagy zöldesszürke színű; túlnyomórészt ortoklász. Gyakori az ikresedés és a mikromozaikos kvarczárványok. Plagioklász csak ritkán található.

A biotit 1,2–3 mm átmérőjű. Gyakori az utólagos elbontás.

A kőzet kémiai összetételének jellemzésére 3 db teljes kémiai elemzés adatait közöljük (9. táblázat).



110 A nyugotszenterzsébeti gránit, a helesfai szerpentinit, a Korpádi Homokkő és a Gyűrűfői Riolit felszíni, ill. felszín közeli előfordulásai a Mecsek nyugati peremén (Chikán G., Chikán G-né, Kókai A., valamint Barabás A., Baranyi I. és Jámbor Á. alapján)

A Gyűrűfü környékén feltárt riolit kora KOVÁCH ÁDÁM Rb/Sr izotópkor vizsgálata alapján 222 ± 45 millió év. Ez akkor még összhangban lehetett a használatban levő izotóp kronológiával. Ma már revízióra szorul.

Az Sr_{87}/Sr_{86} hányados értéke 0,7238/0,0096, ami a riolitmagma kontinentális kéreg-eredetére utal.

A Mecsektől D-re, DK-re és a Villányi-hegységtől É-ra levő Gyűrűfü Riolit feltárások változatosabb kifejlődésűek.

A Nagykozár Nk-2, Máriakéménd Mk-3, Somberek Smb-1 és a Báta Bt-3 jelű fúrásokban feltárt riolit túlnyomórészt lávaömlésből származik. Kőzettani kifejlődése a Gyűrűfü környéki riolitétól megegyező. A riolit vastagsága kelet felé fokozatosan elvékonyodik; az Smb-1 és a Bt-3 jelű fúrásban közvetlenül a mezometamorf kristályospalára települ.

A villányi-hegység É-i előterében nagy vastagságú riolit összlet található (Bisse Bi-1 447 m, Vokány V-2 461 m, Egerág Eá-7 831 m, Szalánta Szl-3 316 m, Peterd Pd-1 76 m, a fekvő ismerete nélkül). Itt lehetett a kitérés centruma, amit az ásvány-kőzettani vizsgálatok is bizonyítanak a kürtőfácies kimutatásával (V-2, Eá-7).

A Bisse Bi-1 és a Vokány V-2 jelű fúrások rétegsorából piroklasztikumából (tufa és agglomerátum) álló rétegszakaszokat, és 10–20 cm nagyságú „betelepülésekként” kvarcporfirral összegyűrt finom szemű homokkő-aleurolit rétegeket írtak le. Az egész rétegsorra jellemzőek a néhány cm nagyságú fekete agyagkő, homokkő, gneisz és csillámpala zárványok.

A riolit kémiai összetételét a Vokány V-2 jelű fúrás három kőzetmintájának vizsgálati adataival példázzuk (10. táblázat).

A Gyűrűfü Riolit minden egyes feltárásában megfigyelhető a változó intenzitású K-metaszomatózis. Általános a részleges vagy teljes Na-kilúgzás, ami a vulkanittek felső részében erőteljesebb.

Az utóvulkáni elváltozások (főleg hidrotermális hatásra) argilliteseződésben (illit-, hidromuszkovit-, kaolinit-, beidellit-képződés), kovásodásban és alárendelten karbonátosodásban nyilvánultak meg.

Jelenlegi megítélés szerint a mecseki alsóperm riolit vulkanizmus egyazon vulkáni-orogén fázishoz tartozó folyamat. A láva, ill. a piroklasztit feltörése közös magmakamrából (feltehetően a Mórági Gránit végolvadékából), nem nagy időbeli eltérésekkel, az alsó- és a középsóperm határán, a saali orogén fázisban történhetett.

Ösföldrajzi kapcsolatok

Legközvetlenebb a kapcsolat a Gyűrűfü Riolit dél-alföldi előfordulásaival. Ezeket az Alföld c. fejezetben tárgyaljuk. Ugyancsak szoros a kapcsolat a Tiszai nagyszerkezeti egység északi peremén kialakult Zempléni Permokarbonnal, ill. annak kétszakaszos riolit vulkanizmusával. Beható összehasonlító vizsgálatra vár a Tiszai nagyszerkezeti egység és az Északi-Erdélyi-középhegység perm üledékföldtana és szubszekvens vulkanizmusa. A Bánáti Permokarbonnal (Géta takaró, Resicai övezet) való kifejlődési rokonságra már történt hivatkozás.

A közép-európai, de a hozzánk közelebb álló dél-alpi alsóperm vulkanizmus is igen figyelemreméltó. A dél-tiroli Dolomitokban és a Bergamói Alpok környékén a bolzanói és a meranói porfirvidéken mintegy 3000 km² területen található az

10. táblázat A V-2 jelű fúrás rétegsorából vett riolitminták kémiai elemzési adatai súly %-ban (Mév kémiai laboratórium)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Izz. veszt.
805,8 m	77,1	11,2	1,22	0,47	0,01	0,10	1,60	0,30	5,30	0,23	0,01	2,40
1086,3 m	75,7	12,6	1,75	0,24	0,02	0,20	1,10	2,10	5,10	0,27	0,18,	1,00
1139,6 m	76,4	13,3	1,43	1,75	0,03	0,10	1,10	2,40	5,10	0,22	0,08	0,90

alsóperm vulkáni képződmények. Ezek két vulkáni szakaszt képviselnek. Az alsó szakasz a kvarcfillit alaphegységet és a permokarbon konglomerátumot áttörő bázisos, majd neutrálissá váló vulkáni képződményekből áll. Közettanilag melafir (bazalt), ill. porfirrit (andezit) lávaárak és piroklasztikumok váltakozásából áll. A mintegy 800 – 1200 m vastagságú sorozatra, eróziós diszkordancia után, a második szakasz nagy vastagságú (1000 m), de már savanyú, riolit (kvarcporfir és kvarcporfirrit) lávából, tufából, tufitból álló sorozata következik (Lagórai Riolit), amelyet számos hidrotermális kvarcittelér jár át. A riolit formáció eróziós felszínére középsőperm törmelékes rétegsor, majd újabb eróziós diszkordancia után a Grödeni Konglomerátum települ. Kelet felé a vulkáni sorozatok vastagsága erősen csökken; a Júliai-Alpokban már csak egy-egy 40–50 m vastagságú szintet képviselnek. A hozzánk legközelebb eső Karavankák nagy vastagságú, törmelékes alsópermje is tartalmaz egy alsó, andezites (porfirrit) és egy felső, riolitos (kvarcporfir) szintet.

Irodalomjegyzék

Gyűrűfűi Riolit

- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – *Acta Mineral. Petrogr. Szeged*, 20/2, pp. 191–207.
- BARABÁS ANDOR 1955: A mecseki perm időszak képződmények. – Kandidátusi értekezés.
- BARABÁS ANDOR 1979: A perm időszak földtani viszonyai és a külszíni kutatás feladatai a mecseki értelelőhelyen. – *Földt. Közl.* 109/3–4, pp. 357–365.
- BARABÁS STUHL ÁGNES 1975: Adatok a dunántúli jüppaleozóos képződmények biosztratigráfiájához. – *Földt. Közl.* 105/3, pp. 320–334.
- BARABÁS STUHL ÁGNES 1987–1988: A Dél-Baranyai-domság és a Villányi-hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés. – Kézirat.
- FAZEKAS VIA – MAJOROS GYÖRGY – SZEDERKÉNYI TIBOR 1981: Late Paleozoic subsequent volcanism of Hungary. In Karamata, S.–Sassi, F.P. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 3, (pp. 61–69). – Belgrade/Padova.
- FAZEKAS VIA – MAJOROS GYÖRGY – SZEDERKÉNYI TIBOR 1987: Lower Permian volcanic sequences of Hungary. – *Acta Geol. Hung.* 30/1–2, pp. 21–34.
- JÁMBOR ÁRON 1964: A Mecsek hegység alsóperm képződményei. – Kézirat, *Földt. Int. Adattár.*

- KASSAI MIKLÓS 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 17, pp. 11–109.
- KOVÁCH ÁDÁM – SVINGOR ÉVA 1977: Geochronologic investigations of Transdanubian Permian quartzporphyry rocks. – *ATOMKI*, Debrecen.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1963: Kvarcporfir jelentés. – Kézirat, *Földt. Int. Adattár.*
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1976: Paleozoic magmatism and tectogenesis in Southeast Transdanubia. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 18/3–4, pp. 305–313.
- VADÁSZ ELEMÉR 1935: A Mecsek hegység. – *Magyar Tájak Földtani Leírása* 1.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana (2. átdolgozott kiadás.). – *Akadémiai Kiadó.*

Cserdi Konglomerátum formáció

Megismeréstörténet

Az első utalás a Cserdi Konglomerátumra – mint a Bodai Aleurolit bázisrétegeire – BARABÁS ANDOR kandidátusi disszertációjában történt (1955).

Jelenleg két alapvető munka: JÁMBOR ÁRON (1964) és BARABÁS STUHL ÁGNES (1987–1988) – mindkettő sajnos csak kéziratos formában – tartalmazza a Cserdi Konglomerátumra vonatkozó ismeretanyagot, ami teljes egészében a Mecseki Ércbánya Vállalat, ill. szakembereinek kutatási tevékenységéből származik.

Elterjedés, település, tagolás

A Cserdi Konglomerátumot a Ny-i Mecsekben Gyűrűfű és Dinnyeberki környékén felszíni kibúvásokban is megtaláljuk. Ugyanitt a Gű-9007, –9008 és a D-9015 jelű fúrások tárták fel mintegy 100 m vastagságban. Fedőjében neogén képződmények települnek. Később a D-9015 sz. fúrástól ÉNy-ra 1300 m-re mélyült le a XIII. sz. szerkezetkutató fúrás, amely miocén alatt – 200,8 és 541,7 m között – szintén feltárta a Cserdi formációt, majd annak fekvőjében a riolitot és ez alatt a Korpádi Homokkővet, végül gránitban állt le. Ezzel 340 m-re nőtt a Gyűrűfű Dinnyeberki környékén megismert Cserdi formáció vastagsága.

További felszíni feltárásai Cserditől keletre találhatók: a bodai (Füzi) erdészháztól délre, és a Cserdi-I jelű fúrás az említett felszíni feltárások D-i végénél. A két terület kavicsanyaga az összetartozást igazolja. A „hiányzó láncszemet” a XV. sz. szerkesztő fúrás pótolta, ami a Gyűrűfői Riolit fedőjében és a Bodai Aleurolit fekvőjében 886,5–1925,5 m közötti mélységben a formáció teljes rétegsorát feltárta. (111)

Egy későbbi kutatási fázisban a Mecsektől délre, a Nagykozár Nk-2, Máriakéménd Mk-3, Somberek Smb-1 és a Bata Bt-3 jelű fúrásokkal is harántolták a Cserdi Konglomerátumot. A fekvőt minden esetben a Gyűrűfői Riolit alkotja, amelyre diszkordánsan települ a Cserdi formáció. Csak az Mk-3 jelű fúrás rétegsorában ismerünk „fokozatos” átmenetet a két képződmény között, ahol a homogén riolittest felett (1964,4–1980,8 m mélységközben) tarka riolittufa-agglomerátum–láva–aleurolit váltakozásából álló rétegsorozat található, amely a vulkanitok kimaradásával megy át kizárólag üledékes kifejlődésű (itt „x” fáciesű) rétegekbe.

A Cserdi formáció fedőjében az Nk-2 és az Mk-3 jelű fúrások esetében Bodai Aleurolit települ, amelynek vastagsága a Ny-mecsekiéhez mérten igen kicsi. Az Smb-1 és a Bt-3 jelű fúrás rétegsorában a Cserdi formáció felett a Jakabhegyi Homokkő települ; nehezen eldönthető, hogy tektonikusan vagy üledékhézaggal (11. táblázat).

Tagozatok elkülönítésére nincs lehetőség.

Földtani kifejlődés

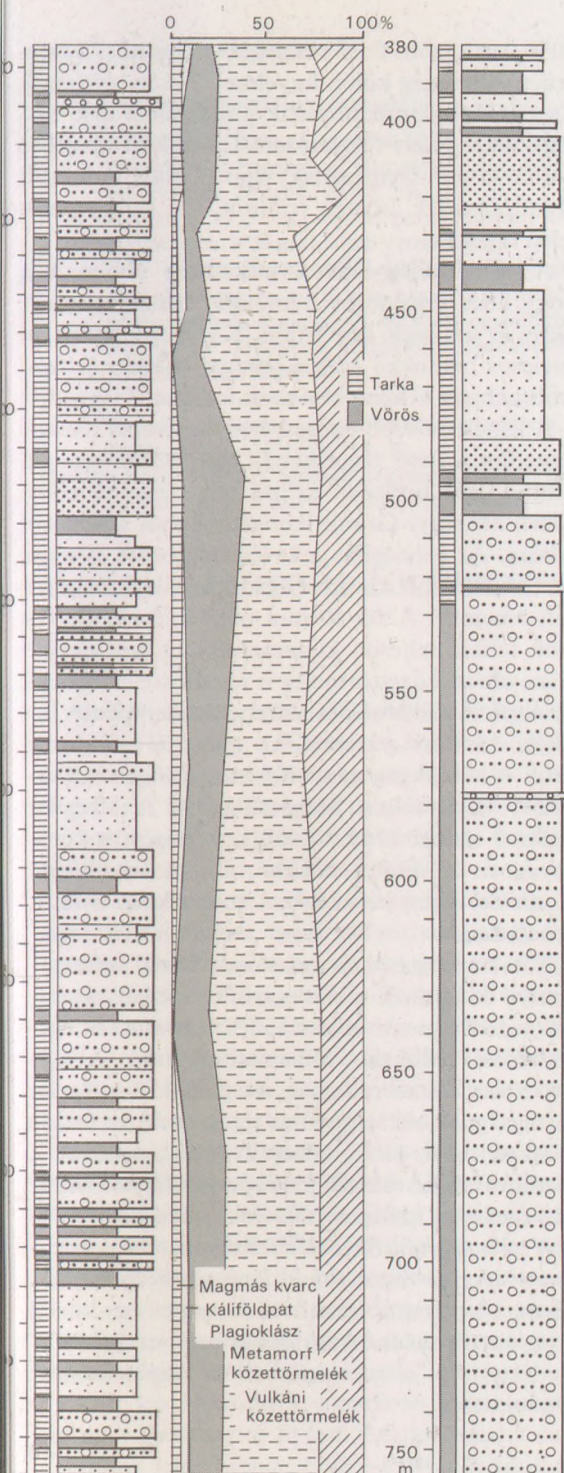
A Cserdi Konglomerátum formáció a Gyűrűfői Riolit és a Bodai Aleurolit formáció között települő, a *Ny-i Mecsekben* 1000 m körüli vastagságú, végig vörös színű, durva törmelékes, felfelé finomodó szemcsenagyságú rétegsor. A kavicsok maximális átmérője fúrómagban is elérte a 25 cm-t, a külszínen 42 cm volt. A legnagyobb kavicsokból álló konglomerátumot nem közvetlenül a riolit felett, hanem mintegy 15–20 m-rel feljebb találták.

A rétegsor ciklusos jellegű. Felépítésében a konglomerátum és a homokkő játssza a főszerepet. Aleurolit rétegszerűen csak elvétve található, de a durva törmelékes rétegek nagy mennyiségű kötőanyaga főleg finom homokos aleurolitból áll. Az alapciklusok határai elmosódtak. A durva szemnagyságú üledék rétegzetlen, a közepes és apró szemcséjű homokkő párhuzamos rétegződésű, a ritkán előforduló aleurolit rétegzetlen, szemcsés, ill. gömbhéjasan széteső. Általános a rosszul osztályozottság, csak helyenként található egyenesen osztályozott rétegzettség. Gyakori a sok 1–2 mm átmérőjű éles sarkos közettörmelék és 1–5 cm nagyságú, rendszertelenül elhelyezkedő kavicsot tartalmazó aleurolitos homokkő („x” fácies, ill. „zagyfácies”).

A törmelékanyag összetételére a Gyűrűfői Riolit jelentős mennyisége a jellemző. Ez megegyezik a fekvő riolittal, ill. hozzá nagyon hasonló; rész-

11. táblázat Cserdi Konglomerátumot harántolt kutatófúrások

		A harántolás mélysége	Fedő képződmény	Fekvő képződmény
<i>A Ny-i Mecsekben:</i>				
Gyűrűfői	Gü-9007	50,0 – 111,0 m	miocén	Gyűrűfői Riolit
Gyűrűfői	Gü-9012	53,2 – 76,0 m	miocén	Gyűrűfői Riolit
Dinnyeberki	D-9015	34,0 – 127,7 m	felsőpannoniai	Gyűrűfői Riolit
Cserdi	Cs-I	5,0 – 750,3 m	holocén	nem érte el
XV. sz. szerk.	kut. f.	886,5 – 1923,5 m	Bodai Aleurolit	Gyűrűfői Riolit
<i>A Mecsektől délre:</i>				
Nagykozár	Nk-2	1750,3 – 1775,0 m	Bodai Aleurolit	Gyűrűfői Riolit
Máriakéménd	Mk-3	1617,6 – 1964,4 m	Bodai Aleurolit	Gyűrűfői Riolit
Somberek	Smb-1	1761,0 – 2114,2 m	Jakabhegyi Hkő	Gyűrűfői Riolit
Bata	Bt-3	962,2 – 1000,0 m	Jakabhegyi Hkő	Gyűrűfői Riolit



1 A Cserdi Cs-1 jelű fúrás rétegsora, a Cserdi Konglomerátum alapszelvénye (MÉV)

aránya 20–50%. Vele közel egyező mennyiségben található a Korpádi Homokkőben is jelen levő „porfir-porfirit” kavicsok. A 80–90%-ot is elérő vulkanit anyagú kavicsok mellett kristályospala-, és alárendelten gránitkavicsok is részt vesznek a konglomerátumpadok anyagában.

A helyi és közeli riolit vulkanizmus jelentősen megváltoztatta a lepusztulás és a felhalmozódás korábban kialakult középső-, alsószakasz-jellegű folyóvízi-ártéri-tavi fáciesviszonyait. A vulkáni hegyekről lezúduló, torrens hegyipatakok által szállított törmelék vált uralkodóvá a térszínileg kiegyenlítettebb háttérrel érkező polimetamorf és alárendeltebben granitoid törmelékekkel szemben. Az ártéri-tavi fáciesek is, az eolikus eredetű üledékek is hiányoznak.

A felsorolt, különösen a formáció alsó részében markánsan megjelenő kifejlődésbeli sajátosságok fölfelé kevésbé hangsúlyosakká válnak. A szemcsenagyság csökken, a finom szemcsés homokkő részaránya növekszik. A ciklusok mérete is kisebb, a kimosási felszínek jobban észlelhetők. A kavicsok irányítottasága, az egyenesen osztályozott rétegzettség, a csillámok párhuzamos elhelyezkedése fokozatosan általánossá válik. A törmelékanyag összetevőinek részaránya a formáció keletkezésének végére jelentősen megváltozik: leggyakoribb (50%) a kristályospala (gneisz, muszkovit csillámpala, kétsillámú pala); a granitoidkavicsok mennyisége is valamivel több, mint a vulkanitoké (20–40%). Az ártéri fácies részaránya eléri a 25%-ot. A durva törmelékanyagot szolgáltató vulkáni hegyek jó része lepusztult, a kristályospala és granitoid háttér azonban változatlanul szolgáltatott durvább-finomabb, közepesen koptatott törmelékanyagot.

A Mecsektől délre eső területen a Máriakérmend Mk-3 jelű fúrás harántolta a legnagyobb vastagságban (347 m) a mecsekihez hasonló kifejlődésben a Cserdi Konglomerátum formációt.

A kavicsok mérete legnagyobb a formáció bazisrétegeiben, ahol a riolitkavicsok átmérője eléri a 120 mm-t, átlagosan 40–50 mm, majd felfelé 20–30 mm-re csökken. A kvarckavicsok átmérője a formációban végig 10–20 mm. A konglomerátum és a durva szemcsés homokkőrétegek jelentős mennyiségű finom szemcsés homokkő és aleurolit kötőanyagot is tartalmaznak. Közepes gyakorisá-

gúak az „x” fáciesű rétegek. Durvább törmelékanyag nélküli finom szemcsés homokkő és aleurolit csak elvétve található. A törmelékanyag kevés kivétellel osztályozatlan. A rétegsor ciklusos felépítésű. Kimosási felület ritkán található, és a cikluskezdő rétegekből hiányzik az idősebb ciklusokból áthalmozott törmelék. Általában az alapciklusok bázisán található a legdurvább szemcseösszetételű réteg. Az alapciklust záró legfinomabb szemcsenagyságot nagyobbrészt „x” fáciesű homokkő, néhány esetben vékony, aleurolitos finom szemcsés homokkő képviseli. Nemritkán az alapciklust csak konglomerátum, kavicsos homokkő és durva szemcsés homokkő építi fel. De elég gyakori az is, hogy a kavicsos homokkőre, a közepes szemcsenagyságok kimaradásával, finom szemcséjű rétegek következnek. A felsorolt ciklusok gyakorisági sorrendje abc, ab, ac.

A Cserdi formáció kőzetfajtái durva szemnagyságúknak és osztályozatlanságuknak megfelelően uralkodóan rétegzetlenek. Az Mk-3 jelű fúrás alsó részében gyakorlatilag két rétegződési típus található: a durvább szemcsenagyságúak rétegzetlenek, a finomabb szemcsenagyságúak és az „x” fáciesűek szemcsésen szétesők. A rétegsor felső részében az előbbieket mellett a finomabb szemcsenagyságú kőzetfajták párhuzamosan rétegzettek, és egy alkalommal keresztarétegzett homokkővet is megfigyeltek.

A formációban a vörös mellett a zöldesszürke szín is megjelenik. A finom szemcséjű kőzetanyag vasoxidokkal való átitatódása miatt szingenetikus vörös színű, de gyakori, hogy utólagos redukció miatt zöldesszürkévé változott. Ez utóbbi szín szabálytalanul, foltosan, gyakran repedések mentén jelenik meg. A zöld foltos fácieshez U-anomália kapcsolódik (30–50 γ). Ezek a rétegek az Mk-3 jelű fúrásban 0,4–1 m vastagságúak, és a rétegsor felső részén jelentkeznek.

A kavicsok és a homokkő anyaga: gyűrűfüi-típusú riolit, gneisz és granitoid kőzettörmelék, valamint kvarc, káliföldpát, plagioklász, szericit és muszkovit kristályok. A riolit mennyisége felfelé csökken. A metamorfitek lepusztulásából származó törmelék (főleg gneisz) szerepe alárendelt, de felfelé nő a mennyisége.

A *Somberek Smb-1* jelű fúrással 1761,0–2114,2 m között feltárt Cserdi Konglomerátum 1761,0–

2056,0 m közötti felső részének sajátos kifejlődése érdemelhet még külön figyelmet. A kétségtelenül Cserdi Konglomerátumnak minősíthető alsó rétegszakasz felett fokozatosan fejlődik ki az átlagosnál kisebb szemcsenagyságú és túlnyomórészt gránittörmelék anyagú (riolitot alig tartalmazó) felső tagozat.

A szemcsenagyságbeli különbség abban áll, hogy nem a kavicsos homokkő, hanem az „x” fácies az uralkodó kőzettípus. Konglomerátum és kavicsos homokkő csak a tagozat bázisán és feljebb néhány vékony rétegben található.

A legjelentősebb eltérés, hogy a Cserdi Konglomerátum felső tagozatának törmelékanyaga az Smb-1 jelű fúrásban szinte teljes egészében a közeli Mórággyi Gránit lepusztulásából származó arkóza. Az azonosítás a kereszttrácsolott és nem kereszttrácsolott mikroklinok vizsgálata alapján vált lehetővé. A 10–20 mm nagyságú riolitikavicsok felfelé teljesen kimaradnak a törmelékből. A metamorf kőzettörmelék is jelentéktelen mennyiségű. A csillámok is alárendelt szerepűek. Járulékos ásvány a cirkon, az apatit, a szfén és a rutil. A kötőanyag nagyobbrészt gyengén karbonátos, alárendelten hidroszillámos. A rétegsor legfelső részén 1765,0–1810,1 m között a kötőanyagban kaolinitet találtak, ami a Jakabhegyi Homokkő alatti perm képződményekben másutt ismeretlen.

A kötőanyag és a törmelék vasoxiddal szennyezettek, de gyakori a zöldesszürke szeszélyes–foltos–repedés menti elszíneződés, ami dia- és epigenetikus redukciós folyamatokra utal. A zöldesszürke foltos redukált rétegtagok 2,0–5,0 m vastagságúak, részarányuk a rétegsorokban felfelé csökken: alul 41%, középtűt 21%, felül 3%. A zöldesszürke rétegekhez kapcsolódik az Smb-1 jelű fúrásban kimutatott U-ércesedés.

A sajátos gránittörmelék felhalmozódás a változatos térszíni viszonyok különleges kombinációjának: a lepusztuló granitoid tömeg és egy közeli – egyéb törmelékanyag-forrásoktól elszigetelt – üledékgyűjtő efemer-epizodikus kapcsolatának produktuma.

Irodalomjegyzék

Cserdi Konglomerátum formáció

BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged, 20/12, pp. 191–207.

BARABÁS ANDOR 1955: A mecseki perm időszak képződmények. – Kandidátusi értekezés.

BARABÁS STUHL ÁGNES 1987–1988: A Dél-Baranyai-dombság és a Villányi-hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a perm képződményekről. Kézirat, MÉV Adattár.

FAZEKAS VIA 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. – Földt. Közl. 117/1, pp. 11–30.

JÁMBOR ÁRON 1964: A Mecsek hegység alsóperm képződményei. – Kézirat, Földt. Int. Adattár.

Bodai Aleurolit formáció

Megismeréstörténet

A múlt század végén (1892-ben) a Duna Gőzhajózási Társaság a Töttös és Bakonya közötti völgyben 715 m-es kőszénkutató fúrást mélyített (Kt-I jelű fúrás), ami 546 m vastagságban tárta fel a vörös aleurolitot, de az rétegtani értékelés nélkül maradt (BÖCKH HUGÓ 1909).

BARABÁS ANDOR a Bükkösdtől Bakonyáig felszíni feltárásokban tanulmányozható, nagy vastagságú „vörös palás agyag, agyagkő és márga” rétegoszletet a Kővágószőlősi Homokkő fekvőjének tekintette (1955, BARABÁS A. – KISS J. 1958).

A Mecseki Ércbánya Vállalat 1960–1963 közötti alsóperm kutatási programjának eredményeit JÁMBOR ÁRON foglalta össze (1964).

SOMOGYI JÁNOS (1965) a „mecseki alsóperm két felső rétegcsoportjában” (Bodai Aleurolit formáció) talált hullámfodrok vizsgálata alapján, az ún. átmeneti tagozatban ÉNy-DK-i, a további teljes aleurolit összletben K-Ny csapású partvonalat határozott meg. A hullámfodrok hossza alapján alul 4, középpütt 10–20, felül 5–10 m vízmélységet valószínűsített.

A Bodai Aleurolitra vonatkozó teljes kutatási anyagot BARABÁS STUHL ÁGNES foglalta össze kéziratos jelentésében (1987–1988). Palinológiai munkásságával lerakta a biosztratigráfiai besorolás alapjait (1981).

Elterjedés, település, tagolás

A Ny-i Mecsekben Boda és Kővágótöttös környékén (a bodai őrháztól az Egéd-pusztai-völgyig) a felszínen és számos fúrás rétegsorából (Kővágótöttös Kt-I, a II., V., VII., VIII., X., XIV. és XV. sz. szerkezetkutató fúrások, valamint a 4571, 4709/1, 9005 és a Gorica G-6, 7, 10, 18 és a 9100 jelű fúrások) ismerjük a mintegy 1000 m vastagságú Bodai Aleurolit formációt. A teljes rétegsort egyik fúrás sem harántolta. Legnagyobb vastagságban (880,0 m) a XV. szerkezetkutató fúrás tárta fel. Érintkezése a fekvő Cserdi Konglomerátummal és a fedő Kővágószőlősi Homokkővel konkordáns. Egyes szelvényekben, mint a fekvővel való kapcsolatban a felszíni feltárásokban, a fedő felé pedig a 4571 és a 4709/1 sz. fúrásokban „átmeneti” rétegszakaszokat találtak. Az érintkezés esetenként tektonikus.

A Mecsektől D-re csak két fúrás harántolt Bodai Aleurolitot, mindkettő igen kis vastagságban: a Nagykozár Nk-2 jelű fúrás 6,3 m, a Máriaké-ménd Mk-3 jelű fúrás 18,2 m vastagságban. Földtani kifejlődésük és a Cserdi-Kővágószőlősi formációk közötti megegyező településük indokolja Bodai Aleurolitként történt meghatározásukat.

A formáció bázisán markánsan elkülöníthető az ún. „átmeneti” tagozat. E fölött, a rendkívül egyhangú kifejlődés ellenére, JÁMBOR ÁRON még további négy, sajátos litológiai bélyegekkkel rendelkező, rétegszakaszt határozott meg (112).

Földtani kifejlődés

Átmeneti tagozat

A bodai őrház környékén van néhány felszíni feltárása. Folyamatos rétegsora a bodai őrháztól a Fűzi erdészházig, a völgy déli oldalában tanulmányozható. A fekvő Cserdi Konglomerátumból való kifejlődése folyamatos és fokozatos. Az átmeneti tagozat kezdetét a konglomerátum betelepülések kimaradása után, a finom szemcsés homokkő és az aleurolit túlsúlyra jutásától számíthatjuk. Ebben az esetben a vastagsága mintegy 100 m. Alsó részében a közepes szemcseméretű homokkőnek még jelentős szerepe van. Felül már csak finom szemcsés homokkő található. Ugyanitt – az

Lito- sztratigráfia	Feltárás	Vastagság	Rétegoszlop	Közetszín	Rétegződés	Hullámfodrok	Száradási repedések	Csillámtartalom	Osmaradványok
	Boda-Bakonya								
B O D A I A L E U R O L I T F O R M Á C I Ó ALEUROLIT RÉTEGÖSSZLET	G-6.f.	73m		VII. barna					
	?	≈ 350m		Téglavörös					
	?	≈ 300m		Fakó lilásbarna					
	?	?		Vörösarna					
	?	≈ 150m		Zöldesbarna- vörösarna					
	?								
CSERDI FORMÁCIÓ	Bodai								

JELMAGYARÁZAT:

Rétegoszlop

- Dolomit, agyagos dolomit
- Aleurolit
- Finomszemű homokkő
- Homokos mészkő
- Középszemű homokkő
- Kavicsos homokkő

Rétegzettség:

- Szemcsésen-lemezesen széteső
- Párhuzamos mikrorétegzettség, mikrokereztrétegzés
- Párhuzamos vékonyrétegzés
- Rétegzetlen

Osmaradványok:

- Phyllopora
- Makroflóra
- Spóra-pollen
- Féreglakócsó

? Az érintkezés ismeretlen

112 A Bodai Aleurolit formáció litosztratigráfiai tagolása (Jámbor Á.)

egész perm rétegösszletben egyedülálló – 15 cm vastagságú zöldesszürke mészkő betelepülés, található.

Jól rétegzett. A közepes szemcseméretű homokkő vastagabb, egyenesen osztályozott rétegekben jelenik meg. A finom szemcsés homokkő és az aleurolit 1–5 cm vastagságú rétegekben található. Alul a közepes szemcseméretű és a finom szemcsés homokkő, valamint az aleurolit gyengén fejlett ciklusokat alkot. A tagozat felső részében finom szemcsés homokkő és aleurolit váltakozik.

A finom szemcsés rétegekben gyakori a párhuzamos mikrorétegzettség. E mellett a szemcsésen széteső és az egynemű közetszövetnek is jelentős szerepe van.

A tagozat rétegei általában vörös színűek. A közepes szemcseméretű homokkő szürkésbarnák. A finom szemcsés rétegek vörösarna színűek. Zöldesszürke betelepülések is találhatóak.

A kötőanyag nagyjából dolomit. A dolomit mellett az agyagos kötőanyag is jelentős szerepű. A közepes szemcsenagyságú homokkőrétegekben

kovás kötőanyag is előfordul. A tagozat alsó részében 1–7 cm nagyságú lapos szürkésbarna dolomitkonkréciók is találhatóak.

A finom szemcsés rétegekben helyenként hullámfodrok találhatóak. Csapásuk ÉNy–DK, magasságuk 1–2 cm, hullámhosszuk 18–24 cm. SOMOGYI JÁNOS a fenti adatok kimérése alapján az egykori partvonal valószínű csapását a hullámfodrok ÉNy–DK-i csapásával megegyezőnek ítélte, az átlagos vízmélységet pedig 4 m-re becsülte.

Figyelemre méltó szöveti jelleg a tagozat felső részén – vékony lemezes aleurolitban – kisméretű száradási repedések jelenléte. Ugyanezekben a rétegekben *Palaeophycus kochi* LUDWIG-hoz hasonló életnyomokat találtak, és viszonylag gyakoriak a 3–7 mm átmérőjű főregjártatok. A Cserdi Cs–3 sz. kutatóárokából világos zöldesszürke, párhuzamosan mikrorétegzett agyagos aleurolitból tömegesen kerültek elő phyllopodák lenyomatai, amelyeket a Szovjetunióban *Lioestheria lallyensis* DEPÉRET et MAZERAN alsópermre jellemző fajnak határoztak meg.

A Cs–3 sz. kutatóárokban, az „átmeneti” tagozat alsó részén, a vörös rétegek közötti vékony zöldesszürke, finom szemcséjű homokkőrétegekből származó minták jó megtartású mikroflórát tartalmaztak (II₁). BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES a következő taxonokat határozta meg:

Disaccites pollenek:

Lueckisporites virkkiae POTONIE et KLAUS (norma Aa, Ab VISSCHER)

Jugasporites omai HELBY

J. delassaucei (POT. et KLAUS) LESCHIK

Gigantosporites hallstattensis KLAUS

Striatites sp.

Limitisporites leschiki KLAUS,

Platysaccus papilionis POT. et KLAUS

Gardenasporites heisseli KLAUS

Falcisporites zapfei (POT. et KLAUS) LESCHIK

Paravesicaspora splendens (LESCHIK) KLAUS

Klausipollenites schaubegeri (POT. et KLAUS) JANSONIUS

Sulcatisporites sp.

Monosaccites pollenek:

Striatimonosaccites sp.

Nuskisporites klausii GREBE

Polyplacat pollen:

Vittatina costabilis WILSON

Spora:

Converrucosporites sp.

[116]H–O

Az együttesnek a középsőperm felső részébe (ill. a kétosztatú perm esetében a felsőperm alsó részébe) való belsorolása megalapozottnak látszik.

Az átmeneti tagozat feletti rétegszakaszok

Az átmeneti tagozatra rendkívül egyhangú aleurolit rétegsor települ: általában 2–20 cm vastagságú, vörösbarna vagy fakövörös színű rétegekkel, alárendelten vörös dolomit betelepülésekkel, mikrorétegzettséggel, hullámfodrokkal és néhány helyen phyllopoda lenyomatokkal.

A JÁMBOR ÁRON által elkülönített négy rétegszakasz közül a *legalsó* a felszínen a bodai őrház és a Fűzi erdészház közötti völgy déli oldalán, az átmeneti tagozat folytatásában (az utolsó finom szemcséjű homokkőréteg felett) tanulmányozható. A Fűzi erdészháztól ÉK-re levő völgyben, annak K–Ny-i irányba fordulásától kissé É-ra, 5–10 m együttes vastagságú szürke–zöldesszürke–lilásszürke, szemcsésen széteső aleurolitrétegek vannak feltárva. Az aleurolit rétegsorban ez az egyetlen redukált betelepülés.

Az alsó rétegszakasz jellegzetes vonása – ami a többiektől megkülönbözteti – vörösbarna színe és vékonyrétegzettsége. Jellemző rá, hogy a rétegzettséget a néhány tized százalékot elérő muszkovitsillám tartalom felismerhetőbbé teszi. Főleg 2–20 cm vastagságú szemcsés aleurolitrétegekből áll. Ezek közepes dolomittartalmúak, de gyakoriak a karbonátmentes rétegek is. A vékonyabb rétegek általában belső szerkezet nélküliek, de előfordul mikrorétegzettség, mikro-keresztarétegzettség, és találhatóak hullámfodrok, valamint száradási nyomokat mutató rétegfelületek is. A vastagabb rétegek egyenlőtlenül, gömbhéjasan vagy lemezesen szemcsésen szétesők. Nem túl gyakoriak a főregjártatok és a konkréciók.

Az átmeneti tagozat feletti *második rétegszakasz* az alatta és a felette lévőől elsősorban a színével tér el. Az eddigi vörösbarnával szemben a fakó lilásbarna válik uralkodóvá. Vastagsága mintegy 300 m. Domjánpusztától K-re jó feltárásokban tanulmányozható. A mikrorétegzettség gyakoribb, mint az előző rétegszakaszban. Egyéb jellegeiben az elsővel megegyező: jellemző a vékony-

rétegenség és a szemcsésen széteső kőzetkifejlődés, előfordulnak hullámfodrok és főregjártatok. A muszkovit rétegzettségét kiemelő szerepe csökken. Uralkodó részarányú az agyagos aleurolit, gyakoribbak a dolomit betelepülések. Sásszerű növényi töredékeket és Phyllopora maradványokat is találtak.

A harmadik rétegszakasz kb. 350 m vastagságú. Téglavörös színű, az előbbieknél vastagabb, lemezesen, ill. szemcsésen széteső rétegekkel. A dolomit- és agyagos dolomitrétegek uralkodó részarányúak. Alacsony dolomittartalmúak csak elvétve találhatók. A muszkovit teljesen hiányzik. Szembetűnőek a jól fejlett száradási hálózatot mutató felületek. A száradási mozaikok 15–30 cm átmérőjűek, a szélek felhajlása a 2 cm-t is eléri. A száradási repedések 0,5–1,5 cm szélesek. Bioturbáció is megfigyelhető.

A negyedik (felső) rétegszakaszt a Gorica G–6 jelű fúrás tárta fel 700–773 m közötti mélységben, a felsőperm tarka homokkő alatt. Kifejlődési jellegeiben a harmadik rétegszakasztól dolomittartalmának egyenletesen alacsony voltában tér el. Színe barnászörös. Jellemző az egyenlőtlenül szemcsésen széteső kőzetszövet, bár e mellett a homogén szöveti típus és a párhuzamos mikrorétegzettség is előfordul.

A Mecsek déli előtere

A Mecsek déli előterében a Nagykozár Nk–2 és a Máriakéménd Mk–3 jelű fúrásokkal feltárt kis vastagságú, barnászörös–vörösbarna finom homokos aleurolit, az Mk–3 jelű fúrásban néhány vékony durva szemcsés homokkő betelepüléssel képviseli a Bodai Aleurolit formációt. Az aleurolit túlnyomórészt rétegzetlen, szemcsésen széteső, de igen alárendelten párhuzamos mikrorétegzettség és bioturbáció is megfigyelhető. A formáció rétegei mindkét fúrásban határozott szemcsenagyságot eltéréssel érintkeznek mind a fekvő Cserdi Konglomerátum, mind a fedő Kővágószőlősi Homokkő formáció rétegeivel. Kimosási felületet nem észleltek.

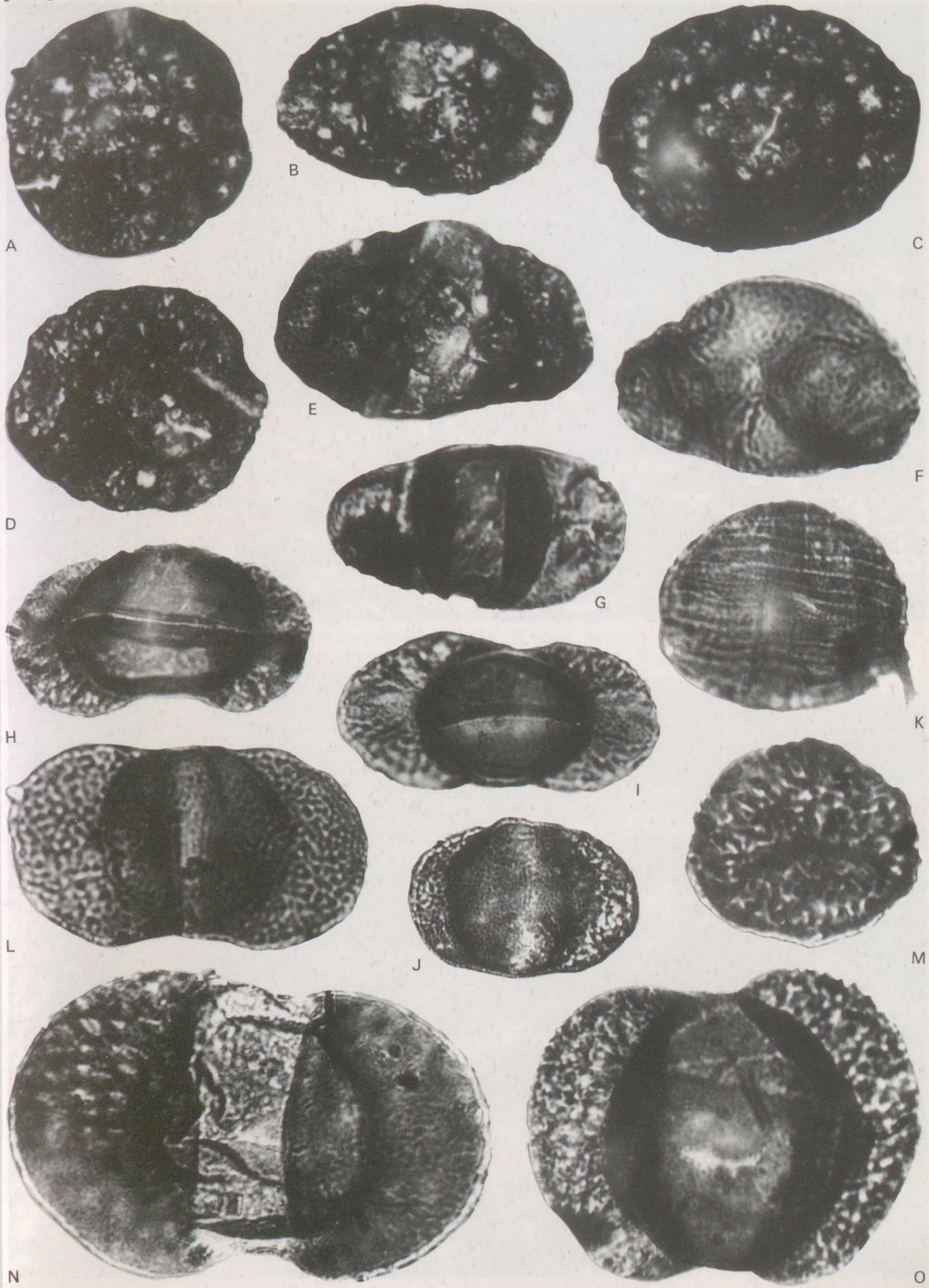
Ösföldrajz, fejlődéstörténet

Az alsó- és középsőperm (korai felsőperm) határán tektonikai mozgások és intenzív vulkáni

működés hatására új kontinentális lepusztulási-lerakódási nagyciklus kezdődött. Az ösföldrajzi viszonyokat szemiárid klíma, valamint a távolabbi lepusztulási területről érkező középsőszakasz jellegű folyók ciklusos üledékfelhalmozása jellemezte. Mindezek együttes produktuma a Cserdi Konglomerátum formáció. A vulkáni hegyek lepusztulása és a távolabbi háttér penneplénesedése miatt a középsőperm második felében már nem érkezett durva szemcséjű törmelékanyag a mecseki üledékgyűjtőbe, ill. azt az üledékgyűjtő peremi része már „kiszűrte”. Az utóbbi alternatívát reálisnak tekintve: a Cserdi Konglomerátum és a Bodai Aleurolit – kisebb nagyobb mértékben – heteropikus fáciesű képződmények lehetnek. A finom szemcséjű aleurolitos–dolomitos üledékanyag – a Bodai Aleurolit formáció – vastagsága ennek ellenére meghaladja az 1000 métert. Az üledékgyűjtő terület süllyedése és a feltöltődés egyensúlyban volt és így hosszú időre sekély víztó alakult ki a területen, amely csapadékszegény klímaperiódusokban részben vagy egészen kiszáradt. A tó oldott Mg-tartalmával járult hozzá a dolomit kötőanyagú és az agyagos aleurolitos dolomitrétegek keletkezéséhez.

Táblamagyarázatok [116]–[117]

- [116] Spóra-pollen maradványok a Korpádi Homokkőből (A–G) és a Bodai Aleurolit bázisáról (H–O)
(BARABÁSNE S. A.)
- A *Cordaitina* sp., 500x
 - B *Potonieisporites novicus* BHARDWAJ 1954, 500x
 - C *Potonieisporites bhardwaji* REMY et REMY 1961, 500x
 - D *Vesicaspora wilsoni* SCHEMEL 1951, 750x
 - E *Disaccites* indet., 500x
 - F *Pityosporites* sp., 750x
 - G *Falcisporites* sp., 750x
 - H–I *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS 1954 (*Lueckisporites palynodeme* norma A), 750x
 - J *Falcisporites zapfei* (POT. et KLAUS) LESCHIK 1956, 750x
 - K *Vittatina costabilis* WILSON 1962, 750x
 - L *Paravesicospora splendens* (LESCHIK) KLAUS 1963, 750x
 - M *Converrucosisporites* sp., 750x
 - N *Gigantosporites hallstattensis* KLAUS 1963, 750x
 - O *Taeniaesporites labdacus* KLAUS 1963, 750x
- [117] Bodai Aleurolit
Külszíni feltárások a községtől É-ra





A



B

Irodalomjegyzék

Bodai Aleurolit formáció

- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrog. Szeged, 20/2, pp. 191–207.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR – MAJOROS GYÖRGY 1973: Der heutige Stand der Kenntnis des Karbons und Perms in Ungarn. – Veröff. Zentralinst. Physik der Erde 14, Potsdam, pp. 459–475.
- BARABÁS ANDOR 1955: A mecseki perm időszaki képződmények. – Kandidátusi értekezés.
- BARABÁS ANDOR 1958: A mecseki perm sztratigráfiája. In Összefoglaló jelentés a mecseki uránércelőhelyen 1953–1958 január 1-jéig végzett földtani kutatómunkákról I. kötet. – Kézirat, MÉV Adattár.
- BARABÁS ANDOR – KISS JÁNOS 1958: The genesis and sedimentary petrographic character of the enrichment uranium ore in Mecsek Mountains. In Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy 1958 (pp. 388–395). – Geneva.
- BARABÁS STUHL ÁGNES 1981: Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mountains (South Hungary). – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/1, pp. 49–97.
- BARABÁS STUHL ÁGNES 1987–1988: A Dél-Baranyai-dombság és a Villányi-hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés IV. fejezete a permi képződményekről. – Kézirat, MÉV Adattár.
- JÁMBOR ÁRON 1964: A Mecsek hegység alsóperm képződményei. – Kézirat, Földt. Int. Adattár.
- KASSAI MIKLÓS 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. – Geol. Hung. Ser. Geol. 17, pp. 11–109.
- KOTÁSEK, J. – KRŠ, M. – JÁMBOR ÁRON 1969: Magyarország permidőszaki kőzeteinek paleomágneses vizsgálata. – Geofiz. Közlem. 18/1–2, pp. 43–56.
- SOMOGYI JÁNOS 1965: A mecseki alsópermi összlet felső részének hullámfodrairól. – Földt. Közl. 95/1, pp. 37–39.

Kővágószőlősi Homokkő formáció

A földtani megismerés története

A dél-dunántúli paleozoikum kutatás történetének ismételése nélkül, más szempontok szerint foglalkozunk a Kővágószőlősi Homokkő földtani megismerésével.

Mindenekelőtt természetesen a való felkészültséggel és nagy áttekintéssel renaelkező, személyes megfigyeléseiket gondosan mérlegelő úttörőket kell ezúttal is megemlíteni, mint MAURICE Sulpice Beudant (1822), Böckh János (1876) Vadász Elemér (1912, 1917, 1935), valamint specialista munkatársaik: Heer Oszwald (1877) és Tuzson János (1911).

Földvári Aladár és Szalay Sándor (1951, 1952) a Mecsek környékén – főleg a mórággyi gránitterületen – elsőként végeztek sugárzóanyagvizsgálatokat.

A szovjet részvétellel sikerre vitt uránérc kutatás és bányászat négy évtizeden át széles körű geológiai kutatás feltételeit teremtette meg. A legnagyobb figyelem az ipari értékű uránércdúsulást tartalmazó Kővágószőlősi Homokkőre irányult. A geológiai kutatást az első átfogó földtani tanulmányt készítő Barabás Andor irányította (1955, 1958, 1979).

Alapvető feladat volt a kontinentális–folyóvízi üledékképződés vizsgálati módszereinek kialakítása, jelenségeinek értelmezése. Publikált tanulmányok ebben a tárgykörben Barabás Andor (1966), Barabás Stuhl Ágnes (1969, 1973, 1981), Kassai Miklós (1973), Kiss János – Grossz Ádám (1958), Szabó József (1965), Wéber Béla (1988). Fontos támpont volt az idevágó szovjet szedimentológiai irodalom: Botvinkina L.N., Ruhin L.B., Sztrahov N.M.

A Kővágószőlősi Homokkő törmelékanyagának átfogó ásvány–kőzettani vizsgálatát Fazekas Via végezte el (1987).

Az ősmaradványok továbbra is foglalkoztatták a szakembereket: Simoncsics Pált (1955), Greguss Pált, (1961, 1966), Vadász Elemért (1963, 1964), Várszegi Károlyt (1961). Kiemelkedően fontos szerepe volt a dél-dunántúli perm kronosztratigráfiai megalapozásában Barabás Stuhl Ágnes palinológiai vizsgálatainak (1975, 1981, 1987).

A legtöbb publikáció – érthető módon – az uránfelhalmozódás üledékföldtani, ásvány–kőzettani, geokémiai és szerkezetföldtani tényezőinek vizsgálatával, a megismert összefüggések és törvényszerűségek bemutatásával foglalkozik: Balla Zoltán (1967, 1969, 1973), Balla Zoltán – Dudko Antonyina (1972, 1973), Barabás An-

DOR – KISS JÁNOS (1958), BARABÁS ANDOR – JURCSIK ISTVÁN – UPOR ENDRE (1963), BARANYI ISTVÁN – KARDOS ISTVÁN – SZABÓ JÁNOS (1969), JANTSKY BÉLA (1966), KISS JÁNOS (1958, 1960), SELMECZINÉ ANTAL PIROSKA – VINCZE JÁNOS (1986), SZABÓ JÁNOS – DUDKO ANTONYINA (1972), VINCZE JÁNOS – FAZEKAS VIA (1979), VINCZE JÁNOS – OPAUSZKY ISTVÁN – HORVÁTH ISTVÁN (1970), VINCZE JÁNOS – SOMOGYI JÁNOS (1984), VIRÁGH KÁROLY (1979), VIRÁGH KÁROLY – SZOLNOKI JÁNOS (1970), VIRÁGH KÁROLY – VINCZE JÁNOS (1967).

Átfogó szintézisek készültek ugyan (összefoglaló kutatási jelentések és diplomamunkák formájában), de közreadásukra – kevés kivétellel – sajnos nem került sor. Ez értékes földtani ismeretek elvesztésének veszélyét, de mindenképpen az általános megismerés terén való elmaradást jelenti. A Kővágószőlősi Homokkő földtani kifejlődését tárgyaló (ill. azt is tárgyaló) kéziratos munkák közül a következőket állt módomban tanulmányozni: BARABÁSÉ STUHL ÁGNES (1987–1988), DOBOSI ILDIKÓ (1978), KASSAI MIKLÓS (1976), KONRÁD GYULA (1978).

A 10 000-es részletességű földtani térképezés anyagából a Kővágószőlősi és a Cserkúti térképlap és magyarázó került közreadásra. Értékes, publikált szintézis a Ny-i Mecsek 25 000-es földtani térképe.

Elterjedés, földtani felépítés, tagolás

A DNy-i rész kivételével a Kővágószőlősi Homokkő formáció építi fel a Ny-i Mecsek periantiklinálisát (113). Kutatófúrásokkal keleten Pécs, északon Bános–Gorica vonaláig, ill. azon túl Gálosfáig, dél felé pedig a Mecsekalja vonalig feltárták. Vastagsága 150 és 1400 m között váltakozik; a legnagyobb Pécs–Ny (Patacs–Ny) környékén, innen minden irányban csökken. A Mecsektől délre a Nagykozár Nk–2 jelű és a Máriakéménd Mk–3 jelű fúrások harántolták. Itt, legnagyobb ismert vastagsága 228 m.

A Bodai Aleurolit felett üledékfoltonossággal települ, többnyire éles határként megjelenő szemcseméret-eltéréssel, helyenként fokozatos átmenettel (4571 és 4709/1 jelű fúrások): A Kővágószőlősi Homokkő felső része, a Tótvári (lila kavi-

csos) Homokkő tagozat már a triászba tartozik, tehát a perm–triász határ a formáción belül húzódik. A Kővágószőlősi Homokkő formáció felett az alsótriász Jakabhegyi Homokkő báziskonglomerátuma települ.

A formációt kimosási felületekkel határolt folyóvízi ciklusok építik fel. BARABÁSÉ a rétegsorok vizsgálata alapján 18 kisciklust és 4 középciklust (A, B, C, D) határozott meg. A 18. kisciklus és a 4. középciklus a triász időszakba tartozó lila kavicsos homokkő (Tótvári tagozat).

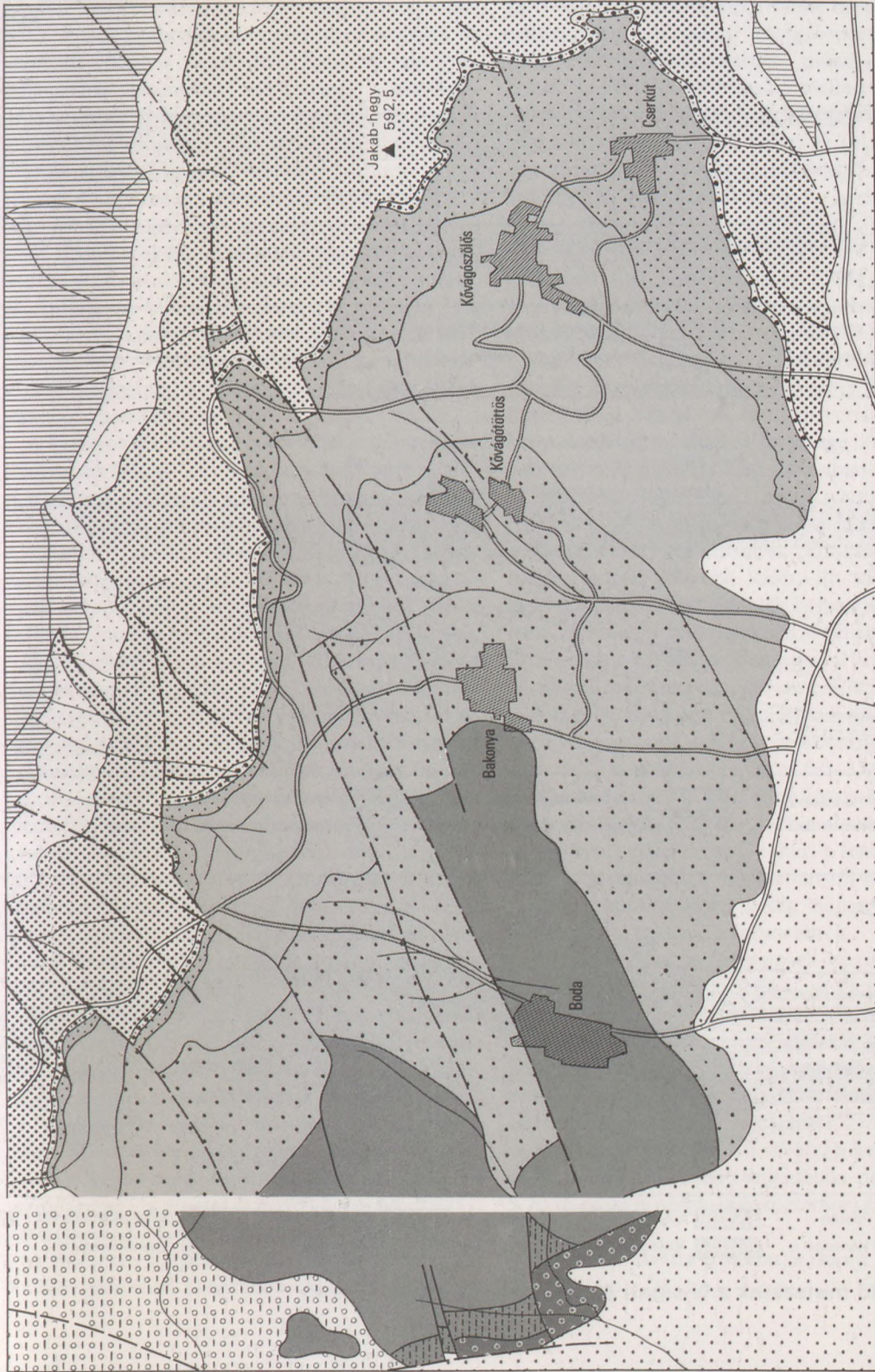
A ciklusok felépítésében uralkodó részarányú a homokkő, a konglomerátum és az aleurolit alárendeltebb szerepű. Az üledék részben rétegzetlen, részben párhuzamosan rétegzett. Vannak szemcsésen széteső rétegek, és található ferde, ill. keresztarétegzés is. A törmelékanyag általában gyengén, de a Cserdi formáció képződményeinél jobban osztályozott; gneisz, csillámpala, granitoid és riolit eredetű, valamint saját anyagú áthalmozott törmelékből áll. Felfelé a granitoid eredetű törmelékanyag részaránya nő, a metamorfotoké csökken.

A Kővágószőlősi Homokkő formáció legjellemzőbb kifejlődési sajátossága az uralkodó közetszín alapján négy tagozatra osztható. Ezek közül az alsó három: a Bakonyai Tarkahomokkő tagozat, a Kővágótöttösi Szürkehomokkő tagozat és a Cserkúti Vöröshomokkő tagozat a permbe, a felső: Tótvári (lila kavicsos) Homokkő tagozat – palinológiai adatok alapján – már a triász időszakba sorolandó. A Kővágótöttösi Szürkehomokkő és a Cserkúti Vöröshomokkő tagozat jelentős mértékben heteropikus fáciesű képződmények; amit az összefogazódásuk frontján kialakult uránérctartalmú Zöldhomokkő rétegsoport is igazol. A tagozatok nemcsak a színükben különbözőek, hanem egyéb, genetikailag meghatározott jellegekben is.

Földtani kifejlődés (115)

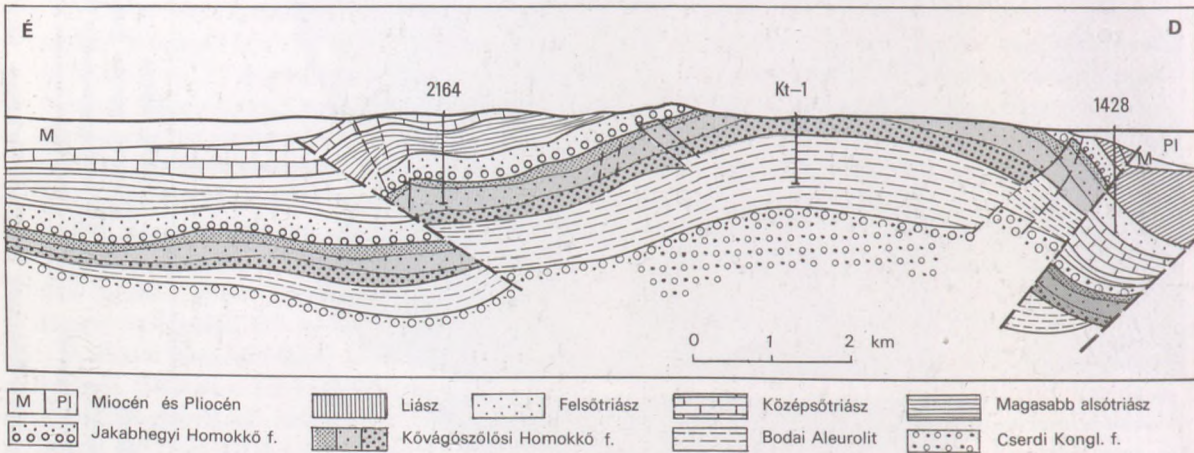
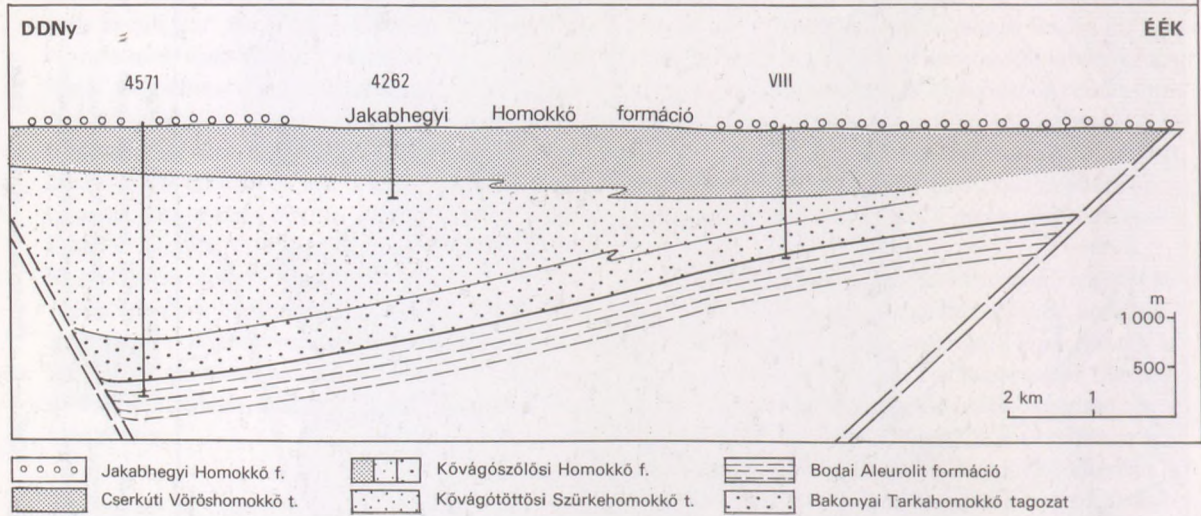
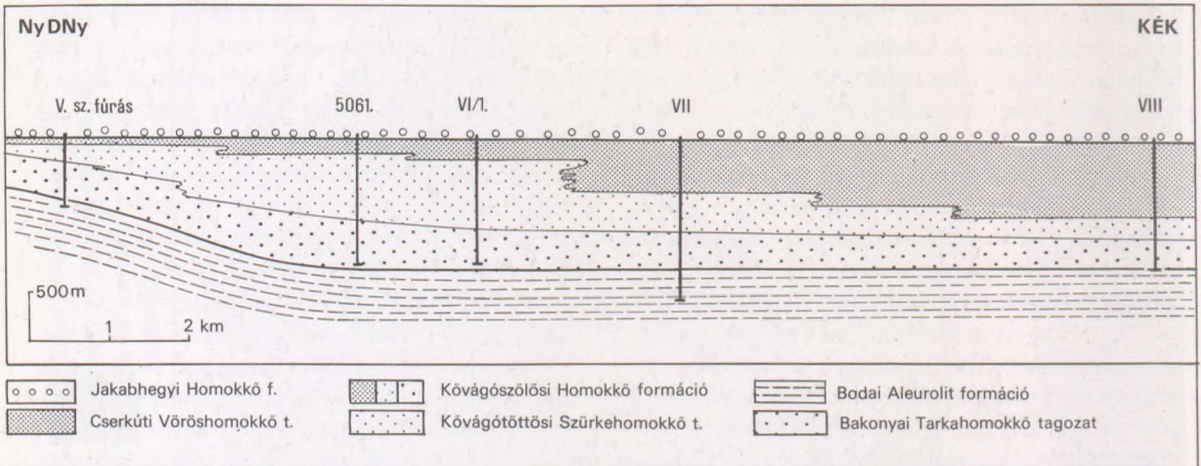
Bakonyai Tarkahomokkő tagozat

Tarkahomokkő a felszínen Kővágószőlőstől Ny-ra, NyÉNy-ra és DNy-ra található. Vastagsága – a kutatófúrások adatait is figyelembe véve – 30–330 m között változik. Mint a neve is utal rá, jellemző vonása a rétegek színének gyakori válto-



- | | | | | | | | |
|--|-----------------------------------|--|-----------------------------------|--|------------------------------------|--|------------------------------------|
| | PANNÓNIAI | | TRIASZ SZKITA | | FELSŐPERM Kovágószőlősi Homokkő f. | | KÖZÉPSŐPERM
Bodai Aleurolit |
| | ALSÓMIOCÉN | | Werfeni formáció | | Cserkúti Vöröshomokkő tagozat | | Bodai Aleurolit "Ármeneti tagozat" |
| | SZKITANÁL fiatalabb
mezozoikum | | Jakabhegyi Homokkő, Vörös homokkő | | Kővágóútiútsi Szürkehomokkő t. | | Cserdi Konglomerátum |
| | | | Jakabhegyi Homokkő, Konglomerátum | | Bakonyai Tarkahomokkő tagozat | | |

113 A Nyugati-Mecsek földtani térképe M-1:50000 (Chikán G. – Chikán G-né – Kókai A. 1984)



114 Áttekintő metszetek a Nyugati-Mecsekből (Barabásné Stuhl. Á.)

kozása. Sokféle vörös és szürke színárnyalat található. A tagozatot konglomerátum, homokkő és aleurolit ciklusos váltakozása építi fel, amelyek egymáshoz viszonyított mennyisége vertikálisan is és horizontálisan is erősen váltakozik. A rétegek gyakran kiékelődnek, lencsés jellegűek.

A ciklustagok rétegzetlenek, párhuzamosan rétegzettek, esetenként ferde-, ill. keresztarétegzettek. Az aleurolitlencsék gumós–szemcsés szövetűek. Találhatók bennük dolomitgumók, hullámbarázdák, bioturbáció és néha száradási nyomok is. A ciklusok kimosási felületre települnek, és a fekvő rétegekből áthalmozott „agyagkavicsokat” tartalmaznak. Felfelé a cikluskezdő konglomerátum fokozatosan kimarad, és szerepét durva szemcsés homokkő veszi át.

A kavicsok között leggyakoribbak a felzites riolitkavicsok (20–40%). Gyakori a kvarckavics, alárendelt a homokkő-, fillit-, csillámpala-, gneisz- és gránitkavics. Alig vagy közepesen koptatottak. A szállítási távolság 20–40 km-re tehető. A kavichossz tengely-mérésekből, a növénymaradványok helyzetéből és a ferderétegződésből adódó szállítási irány ÉÉNy-ról DDK felé.

A homokkő túlnyomórészt arkózás jellegű (a földpát mennyisége 30–50%). Uralkodó részarányú ásványok: magmás és metamorf kvarc, vörös ortoklász és plagioklász (az ortoklász túlsúlyával) és muszkovit. Járulékos ásványok: cirkon, turmalin, magnetit. A homok-szemcsenagyságú kőzet-törmelék riolit, fillit és finom szemcsés vörös kvarcit. Együttes mennyiségük esetenként az 50%-ot is elérheti. A törmelékanyag – a finom szemcsés kőzetfajtáktól eltekintve – rosszul osztályozott. Az utóbbiak gyakran palás szerkezetűek, amit a réteglappal párhuzamos csillámtartalom is kiemel.

Egyes rétegekben gyakoriak a növénymaradványok. SIMONCSICS PÁL (1955) Boda környékéről, a tagozat alsó részéből, GERTIG BÉLA gyűjtéséből származó fatörzsmaradványokat tanulmányozott, és azokat *Dadoxylon schrollianum* (GOEPP.) FRENTZEN és *Dadoxylon transdanubicum* n. sp.-nek határozta meg. GREGUSS PÁL a *Dadoxylon schrollianum* elnevezést *Baieroxylon implexum* (G. ZIMMERMANN) GREGUSS-ra módosította.

A Bakonyai Tarkahomokkő tagozat felső részén – a Kővágótöttösi Szürkehomokkő záró, uránérc-

tartalmú, zöld rétegcsoportjához hasonló – zöld-zöldesszürke homokkő rétegcsoport található, ipari értékű uránércdúsulás nélkül, az alacsonyabb U- és V-koncentráció mellett hangsúlyozottabb Cu-anomáliával. A Bakonyai és a Kővágótöttösi tagozat közötti határt az „alsó zöld-zöldesszürke”, vörös földpát- és kőzettörmelékes rétegcsoport fölött húzták meg.

Kővágótöttösi Szürkehomokkő tagozat

A Bakonyai Tarkahomokkő fölött üledékfolytonossággal, fokozatos átmenettel, részben azt heteropikusan helyettesítve települ. A Cserkúti Vöröshomokkő tagozathoz a Zöldhomokkő rétegcsoport közbeiktatóásával, részben horizontális heteropikus fáciesként, részben vertikális fáciesváltozással kapcsolódik. Vastagsága 30–880 m között változik. ÉNy-ról DK-i irányban sokszorosára növekszik.

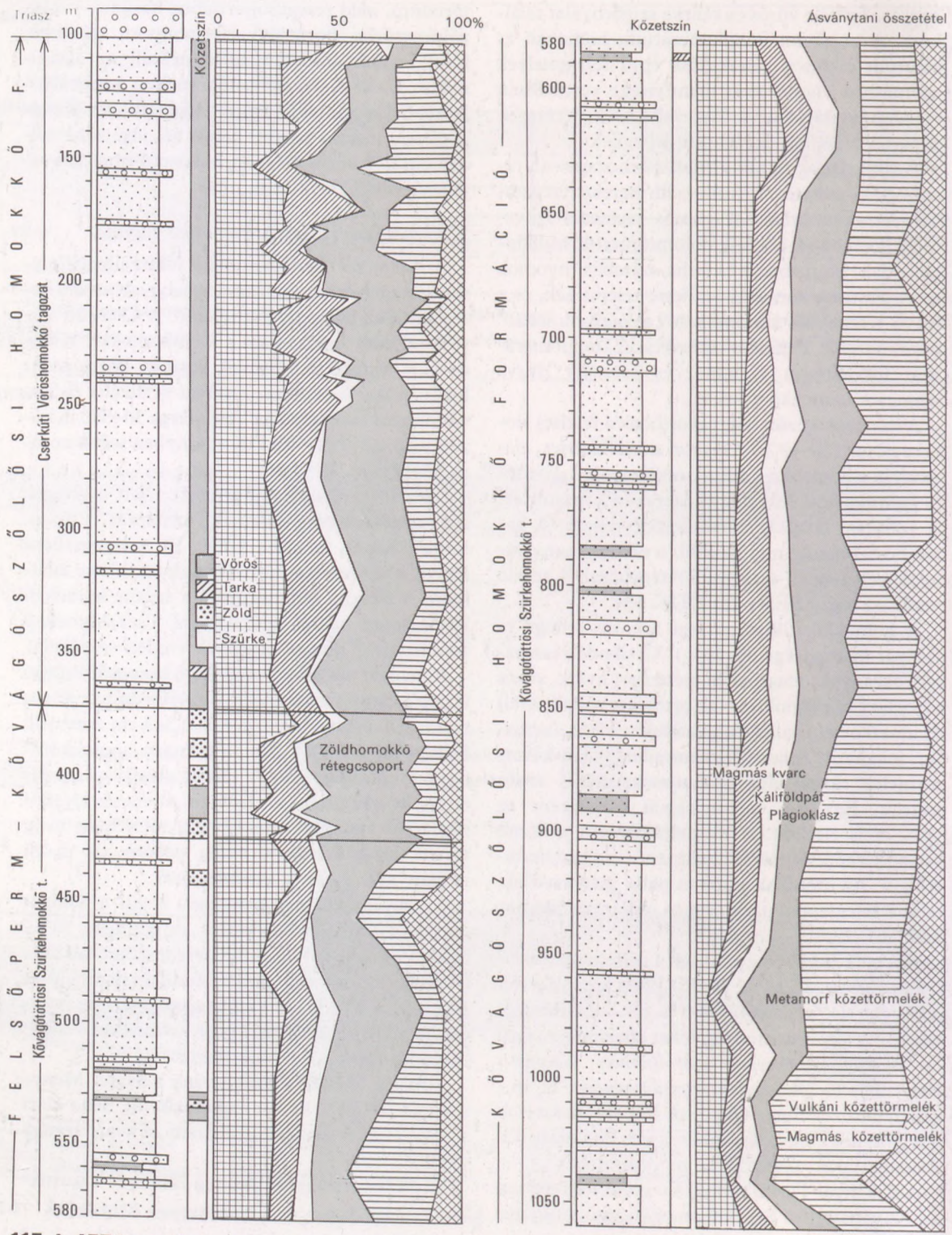
Az alsó litosztratigráfiai határ felett a rétegek zöld színe szürkére változott, „kimaradt” a rózsaszínű földpát, helyébe fehér, ill. világosszürke lépett, a vörös kőzettörmelék helyett szürke található. A felszíni feltárásokban a szürke homokkő limonitosan mállik (a Bakonyai Tarkahomokkő zöldesszürke rétegei megőrzik eredeti színüket).

A tagozat uralkodó részarányú homokkőrétegei közép és apró szemcséjűek, de előfordulnak durva szemcséjű homokkőrétegek és 0,5–3 cm átmérőjű kavicsokat 10–20%-ban tartalmazó homokkőrétegek is. Megfigyelhetők szürke aleurolit és palás agyag betelepülések is. Gyakori a lencsés kifejlődés. Ezek vastagsága néhány cm-től néhány m-ig terjed, csapásirányban pedig néhány tíz m-től néhány száz méterig nyomozhatók.

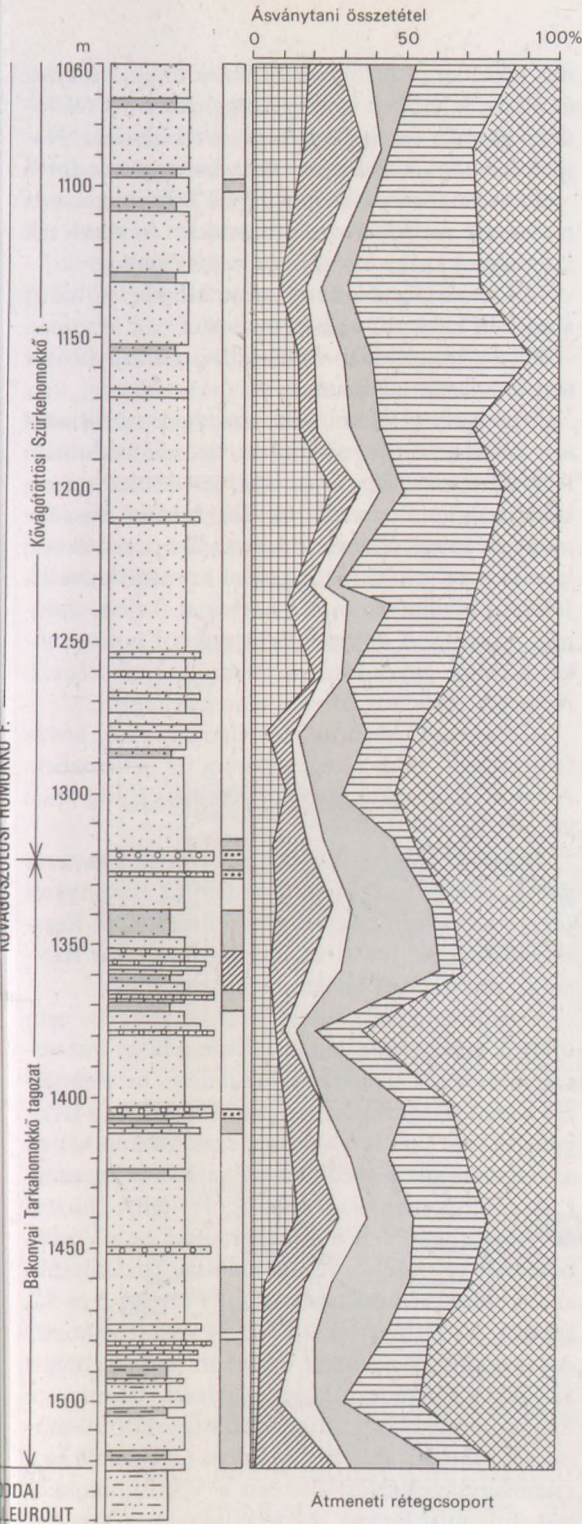
Az ásványtani komponensek közül a földpát mennyisége általában 15–25%, de elérheti a 30%-ot is. A káliföldpát (gyakran pertitesedett mikrolin) mellett fontos szerepet játszik a savanyú plagioklász. A Szürkehomokkő tagozatban – az uránérc tartalmú zöld rétegcsoport kivételével – a káliföldpát elvesztette vörös színét.

A másik fő kőzetalkotó ásvány a kvarc. Mennyisége 15–20% között ingadozik, de néha eléri a 70%-ot is. A magmás és metamorf kvarc aránya változó.

Járulékos ásvány a cirkon, a titanit és a turmalin.



115 A 4571 sz. fúrás rétegsora , a Kővágószőlősi Homokkő alapszelvénye (MÉV)



A 115. ábra folytatása)

A közettörmelék fillit-, riolit-, kvarcit- és granitoidszemcsékből áll.

A kötőanyag kovás, szericites, alárendelten karbonátos. Mennyisége 5–25% között változik. Ebben a tagozatban található a rétegösszlet legnagyobb keménységű homokkőrétegei.

A kőzet szerkezete réteges–pados. Jellegzetes képződmény a vékonyan rétegzett homokkő, amely mikroréteges betelepülésekből, valamint kvarcból és földpátból áll; a vékony betelepülések anyaga pedig pelittel keveredett finom eloszlású szerves anyag. Másik jellegzetes képződmény a szürke palás agyag és finom homokos palás agyag.

Jellemző a tagozatra, hogy gyakoriak benne a növénymaradványok: szenesedett növényi részek, levéllenyomatok. A rétegsor felső részében kisméretű kőszénlencsék, kőszénsávos apró szemcsés homokkő és kovásodott fatörzsdarabok találhatóak. A BÖCKH JÁNOS által gyűjtött és HEER OSZVALD által meghatározott, majd TUZSON JÁNOS által felülvizsgált növénymaradványok feltehetően nagyrészt a kövágószőlősi Golgota teleptől K-re lévő völgy feltárásából származhattak.

HEER OSZVALD (1887):

Araucaria schrollianus GOEPP.

Baeria digitata BRONGT.

Ullmannia geinitzi HEER

Voltzia hungarica HEER

Schizolepis permensis HEER

Carpolithes klokeanus GEIN.

Carpolithes hunnicus HEER

Carpolithes foveolatus HEER

Carpolithes eiselianus GEIN.

Carpolithes libocedroides HEER

TUZSON JÁNOS (1911):

Carpolithes geinitzi HEER

Ullmannia rhodanus GOEPP.

Ullmannia geinitzi HEER (?)

Voltzites hungarica HEER

Voltzites böckhiana HEER

[119]

A mecseki felsőperm flóra a túlevelű fák szűk körére: az Araucarites-félék rokonságára korlátozódik.

A Bakonyáról újabban előkerült fatörzsmaradványt GREGUSS PÁL (1961) *Platispiroxylon heteroparenchymatosum* GREGUSS nov. gen. et sp.-nek határozta meg.

LACZÓ ILONA a Kővágótöttösi Szürkehomokkő tagozatból 4 minta (Pécs–deindoli fúrások) vitrinreflexió értékeit ($R_0\%$) 2,39–2,44 közöttinek határozta meg.

A Kővágószőlősi formáció palinológiai együtteseire (II₂₋₃), amelyek mintái a Bakonyai Tarkahomokkővet, a Kővágótöttösi Szürkehomokkővet és a Zöldhomokkő rétegcsoportot fogják át, jellemző a *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS, *L. palynodeme norma* A (Aa, Ab, Ac) és a *Jugasporites* genus nagy mennyisége (24–34%). Az utóbbit a *Jugasporites delasaucei* (POT. et KLAUS) LESCHIK és *J. schaubergeroides* KLAUS képviseli. Multitaeniata pollenek a *Taeniaesporites ortosei* KLAUS és a *T. labdacus* KLAUS, valamint a *Striatites jacobii* JANSONIUS. További disaccites pollenek a *Klausipollenites schaubergeri* (POT. et KLAUS) JANSONIUS (5–13%), *Limitisporites leschiki* KLAUS, *Platysaccus papilionis* POT. et KLAUS, *Gardenasporites heiselii* KLAUS és a *Falcisporites zapfei* (POT. et KLAUS) LESCHIK (mennyiségük 1–10% közötti). Az *Alisporites ovatus* JANSONIUS disaccites pollen a II₃ palinológiai zóna legfelső rétegeiből származik. Ugyanitt található kis mennyiségben a *Cycadites coxi* VISSCHER monocolpat pollen is. Monosaccites pollen a *Nuskisporites dulhuntyi* POT. et KLAUS. Nagyon ritkán található spóramaradványok: *Converrucosisporites eggeri* KLAUS és *Calamospora* sp. Mindezek együttesen a felsőpermet képviselik. [120]A–H

Zöldhomokkő rétegcsoport

A Kővágótöttösi Szürkehomokkő és a Cserkúti Vöröshomokkő érintkezésénél heteropikus fáciesként alakult ki. A két tagozat határán végig nyomozható a periklinális DK-i, K-i és É-i peremén. ÉNy-i irányban egyre magasabb rétegtani szintbe emelkedik. Vastagsága 10–12 m, de ismert 40, sőt 120 m vastagságú szakasza is.

Főként különböző szemnagyságú és változatos osztályozottsági fokú homokkőrétegekből áll. A rosszul osztályozott homokkőrétegek a nagyobb részarányúak. Uralkodó szín a zöld és a zöldesszürke, de szürke, sötétszürke és vörös színű lencsés betelepülések is találhatók.

A 15–30% közötti, esetenként ezt is jóval meghaladó földpáttartalom miatt arkózás homokkő-

nek tekinthető. A földpáttörmelék főleg ortoklász és alárendeltebben savanyú plagioklász. A fekvővel szemben itt a földpátok rózsaszínűek. Nagobbik részük szericitesedett–karbonátosodott.

Az ásványtani összetétel 30–55%-át magmás és metamorf eredetű kvarc képviseli. A szemcsék szögletesek vagy közepesen koptatottak.

Muszkovit és biotit is kimutatható. A biotit általában kifakult, erősen mállott.

Kőzettörmelékként fillit, riolit, gránit, vörösre festett kvarcit található.

A kötőanyag főként illit, amelynek vanádium- és krómtartalmú változatai is előfordulnak. A V-illit gyakoribb, és az U-ércesedés jellegzetes kísérője. Az élénkzöld Cr-illit lokális képződemény, és annak ellenére, hogy az U-érc közelében jelenik meg, geokémiailag azzal kevésbé korrelál. Jelentős kötőanyag még a karbonát (kalcit, dolomit, ankerit). A dolomit és az ankerit konkrétokat alkotva, egyes rétegek jelentős részét képezi. A kova a fekvőhöz mérten alárendeltebb.

A kőszenes zsinórok, levélenyomatok, kovás fatörzsek a zöld rétegcsoportra is jellemzőek. A kovás fatörzseket gyakran kőszenes kéreg veszi körül.

VÁRSZEGI KÁROLY (1961) a bakonyai bányavágatok mélyebb szintjeiből, valamint Bakonyától DNy-ra eső területen felszíni feltárásokból *Euesitheria dawsoni* JONES és *Eoleaia leaiformis* RAYMOND phyllopora fajokat határozott meg.

A fedő és a fekvő felé való elhatárolás nem ütközik nehézségbe, annak ellenére, hogy kisebb-nagyobb vörös és szürke színű lencsés betelepülések a zöld rétegcsoportban is találhatóak, és a jelleget adó zöld szín is csak rövid szakaszokon követi a rétegzettségét, egyébként azt harántoló jelenség.

A Zöldhomokkő rétegcsoport tehát köztes helyzetet foglal el a Szürkehomokkő és a Vöröshomokkő tagozat között. Az előbbinél oxidáltabb, az utóbbinál redukáltabb; az OFe érték 1,5 és 5,0 közötti. Az $R_0\%$ érték 2,23–2,34 között változik. A fokozatosság mindkét irányban fennáll, mégis az üledékképződési közeg fáciesét tekintve a Szürkehomokkőhöz áll közelebb (gyakoribb mocsárlápi fácies), míg az ásványos összetételt és a szemnagyságeloszlást illetően a Vöröshomokkőhöz (folyóvízi fácies). Az uránfelhalmozódás éppen ehhez a fáciesátmenethez kapcsolódott.

Uránérctelep

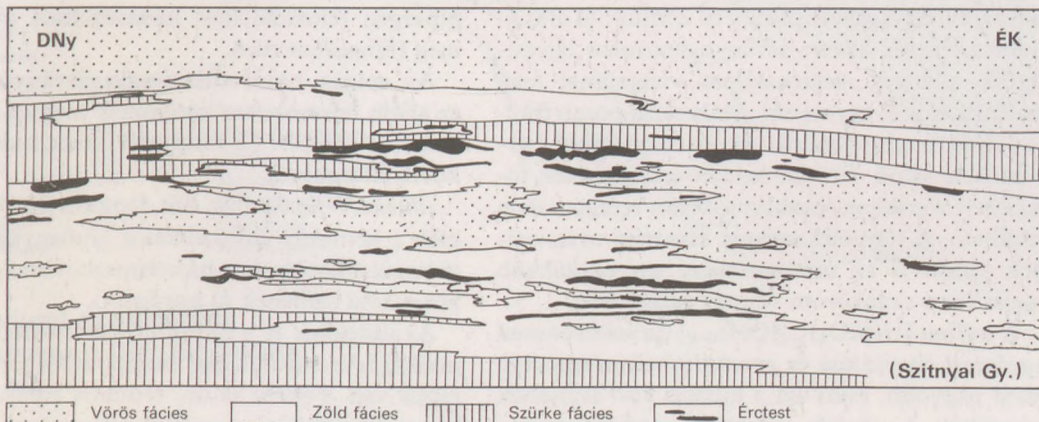
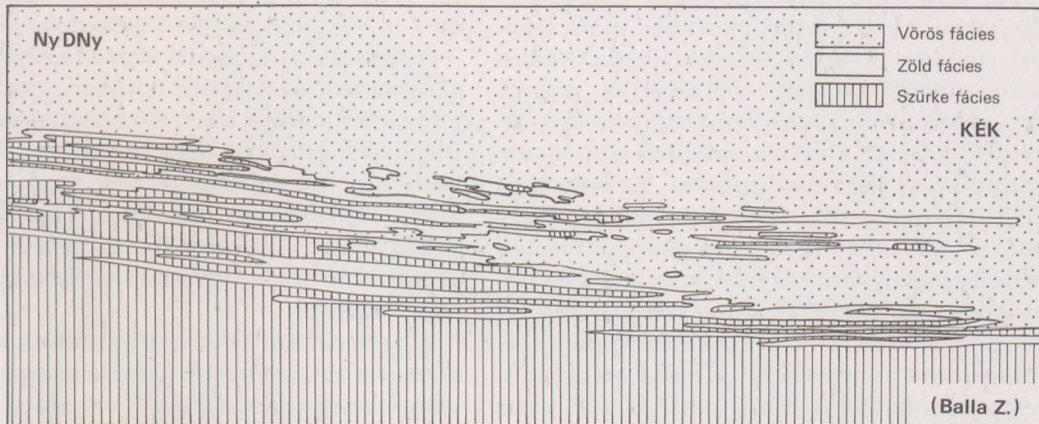
A mecseki U-ércesedés teleptani viszonyairól, ásványparageneziseiről és azok bonyolult, sokfázisú keletkezési folyamatairól széles körű, intenzív kutatás eredményeként alakultak ki a mai – publikációkban is közreadott – ismeretek.

Az ipari értékű uránérctelep hordozója a Kővágótöttösi Szürkehomokkő és a Cserkúti Vöröshomokkő egymásba fogazódó érintkezésénél kialakult, mindkét irányban heteropikus fáciesű Zöldhomokkő rétegcsoport. Mindenesetre ebben az érclencsék közötti meddő kőzet U-tartalma is nagyobb, mint a kapcsolódó, eltérő fáciesű rétegcsoportokban. Az U-felhalmozódás maximuma a Zöldhomokkő legváltozatosabb redoxviszonyainak területére esik.

Bányaföldtani megfigyelések alapján morfológiai szempontból hat teleptani alaptípust különítették el:

- rétegzés menti szalagos–sávós kiválás,
- érces mikrorétegzés,
- szénült növényi anyaghoz kötött ércesedés,
- rétegzést metsző ércsávok, gyűrűk, rollok,
- szabálytalanul szórt, hintett, foltos ércesedés,
- repedéshálózatot kitöltő és réteglap menti ércesedés.

Az egyes elemek önállóan vagy egymáshoz kapcsolódva változatos méretű és alakú érctesteket („lencsék”) alkotnak (116). Az ércstest irányítottága hosszabb távon nem követi a rétegződést, az annak felépítésében részt vevő egyes alapelemek rétegzés menti orientáltsága ellenére sem.



116 Az U-ércesedés és a kőzetfáciesek kapcsolata

Az egymást követő alapelemek ugyanis rendszerint nem az előző elem rétegzés szerinti folytatásában, hanem az alatta vagy felette települő rétegekben jelennek meg. A művealó uránérc-felhalmozódás a redukált (szürke) és az oxidált (vörös) redox fáciesek közötti redoxfronton alakult ki. A redoxfront szembetűnő jele a színfáciesek lépcsős (egymásbafogazódó) változása, az ún. fácieslépcső.

Az érctelep U-oxidos–pirites érc típus, nem túl változatos ércásvány-együttessel. Az ércásványok póruskított kötőanyagként, törmelékanyagot kiszorító jelenséggént vagy repedéskitöltésként vannak jelen a kőzetben. [118]B–C

A mecseki lelőhelyen a fő ércásványokat képviselő urán-oxid ásványok közül a legredukáltabb változat az *uraninit* (UO_2). Szabályos kristályformái ritkák, és az uránszurokérc átkristályosodása révén képződtek. Az *uránszurokérc* redukáltabb típusainak kiválási formái: szalagos, vesés, karéjos, gömbös; gyakran ritmusos összenövésben hidrocillámokkal vagy *coffinit*tal és *pirittel*, együttesen a kőzetalkotó törmelék szemcséket bekergező alakban. Gyakran tartalmaz apró hintett szulfidásványokat, főleg galenitet. Az erősebben oxidált uránszurokérc-változatok különböző oxidációs fokú tagjai együttesen alkotnak fészkes, szalagos ásványkiválásokat. A halmazok közepén gyakran *pirit*, ritkábban egyéb szulfidásvány található. Az uránszurokérc egy része típusos *coffinit* utáni pszeuromorfóza. „*Uránkorom*” gyűjtőnév alatt uránszurokércből, annak hidratált formájából: urán-hidroxidból, szenesedett növényi anyagból, agyagásványokból és *coffinit*ből álló finom szemcsés kevert ásványhalmazokat egyesítettek, amelyek mikroszkópos vizsgálattal nem különíthetők el egymástól. Makroszkóposan fekete porszerű megjelenésű, vékonycsiszolatban barnásfekete színű. Erősen oxidált ércfajtákban, töredezt zónákban, litoklázisokban, réteglapokon található. A törmelékanyagot kiszorító urán-oxidok között is az uránszurokérc sor oxidáltabb tagjai és az uránkorom vannak túlsúlyban.

A *coffinit* [$U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4-x}$] (uránkorommal együttes) elterjedése és ércesedésbeli jelentősége jóval nagyobb, mint azt a kutatás első fázisában gondolták. A gömbös, szferolitos, ritkábban sza-

lagos megjelenésű, dohánybarna színű, részben anizotrop, részben izotropizált (metamikt) kiválások minden érc típusban előfordulnak, kivételesen önálló *pirites-coffinites* ércet alkotnak.

Másodlagos (uranil) uránásványok az uranil-karbonátok, -szulfátok és -foszfátok a bányászinteknek csak a legfelső oxidációs zónáiban gyakoriak. *Uranothallit-schwartzit*, *uranopilit-zippeit* és *autunit* voltak kimutathatók.

A *soddyit*ot mint uranilszilikátot az oxidációs öv ásványaként írták le. A mecseki lelőhelyen a viszonylag oxidált környezetű *coffinit*-hidrocillám paragenézisben mindenütt előfordul: U^{4+} -szilikát (*coffinit*) helyett U^{6+} -szilikát (*soddyit*) képződött, vagy a *coffinit* oxidálódott *soddyit*tá.

Az uránérc *szulfidásvány*-tartalma gyakorisági sorrendben: *pirit*, *galenit*, *kalkopirit*, *markazit*, *szfalerit*, *fakőrc*ek, *kalkozin*, *covellin*, *arzenopirit*. Helyenként a *pirit* számottevő mennyiségű *Se-t* és *Ni-t*, a *galenit* *Se-t* tartalmaz.

A *pirit* az uránércesedés állandó kísérője. Vagy az urán-oxidokkal együtt található, vagy önálló, *piritesedett* zónákat alkot. Gömb alakú kiválásokban (*baktériumpirit*), szabálytalan alakú halmazokban és pentagon dodekaéder vagy hexaéder alakú kristályokban található. Legidősebb a gömbhalmazos *baktériumpirit*, amely legnagyobb mennyiségben növényi anyagok környezetében található.

A *vas-oxidok* és *-hidroxidok* (*hematit*, *hidrohematit*, *limonit*, *goethit*) és az uránércesedés között szoros paragenetikai kapcsolat van, amely részben a redox kölcsönhatásban, részben az érc utólagos *hipergén feloxidálódási* jelenségeiben nyilvánul meg (*limonitosodás*).

Az epigén hidrocillám-agyagásványok közül az alább felsoroltakat határozták meg:

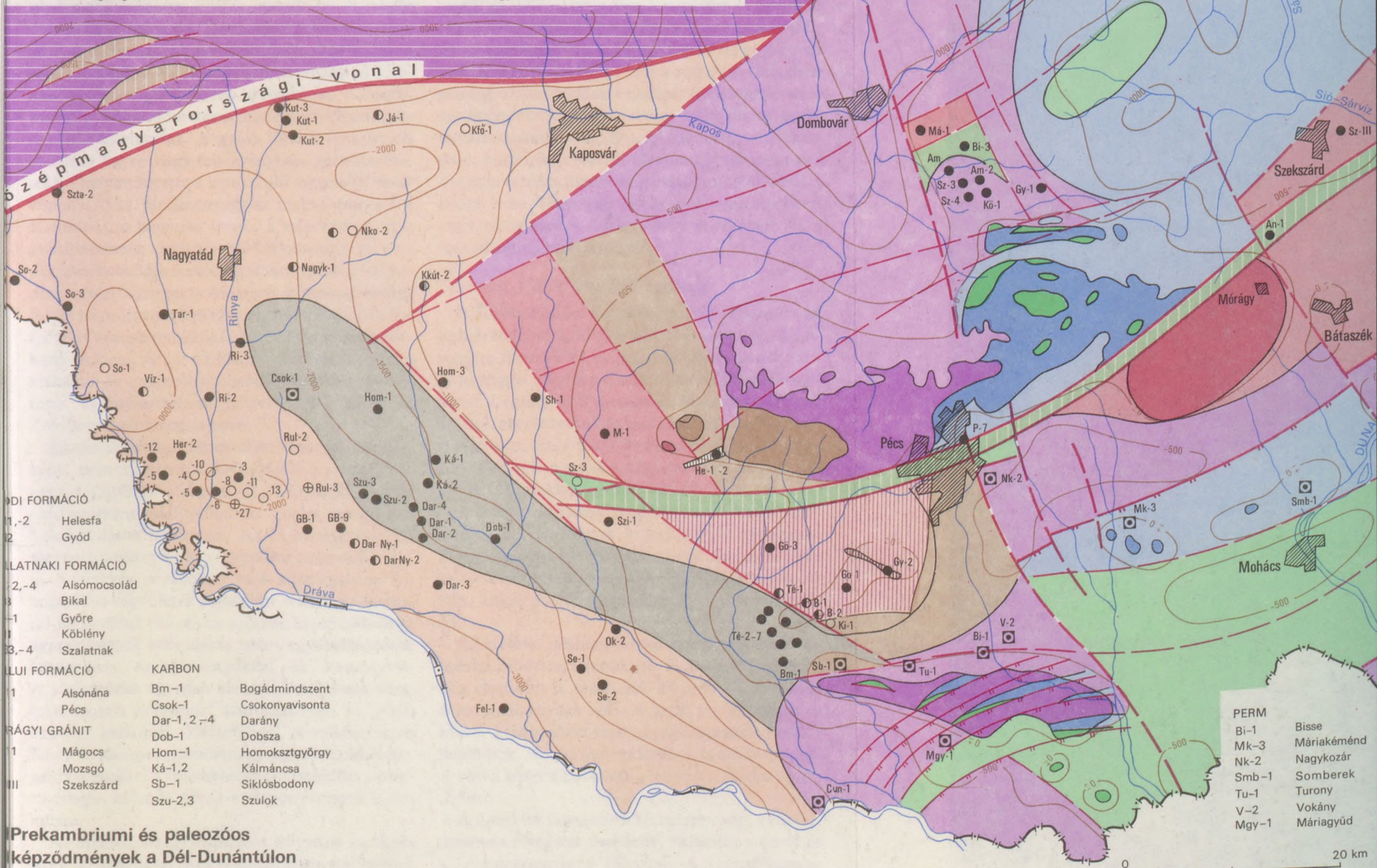
hidrocillámok: *Cr*-hidromuszkovit, *hidromuszkovit*, *hidrobiotit*,

illitek: *V*- és *Cr*-illit, *illit*, *fengites illit* (ez utóbbiak a homokkő filloszilikátos kötőanyagának fő tömegét alkotják, és a *hidromuszkovittal* együtt a kőzet zöld színének fő hordozói).

Az *illitek*nek és a *hidromuszkovit*oknak ércgenetikai és ércmorfológiai szempontból fontos szerepük van. Főként az ún. redukzív típusú ércekben uralkodó kötőanyagként szerepelnek.

ÁSJLEK GÖRGETEGI ÉS GÖRCSÖNYI KRISTÁLYOSPALA

-2	Baksa	Her-2	Heresznye	NagyK-1	Nagyatád	So-1,-2,-3	Somogyudvarhely
-1	Cún	Hom-3	Homoksztyörgy	Nko-1,-2	Nagykorpád	Szta-2	Szenta
<-1	Csokonyavisonta	Já-1	Jákó	Ok-2	Okorág	Szi-1	Szigetvár
Ny-1,-2,-3	Darany	Kkut-2	Kadarkút	Ri-2,-3	Rinyasztkirály	Tar-1	Tarany
1	Felsőszentmárton	Kfő-1	Kaposfő	Rul-1,-2	Rinyaújlak	Té-1	Téseny
1,-3	Görcsöny	Ki-1	Kisdér	Se-1,-2	Sellye	Víz-1	Vízvár
1	Görgeteg-Babócsa	Kut-1,-2,-3	Kutas	Sh-1	Somogyhatvan		

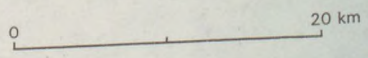


MÉZSI FORMÁCIÓ	
1,-2	Helesfa
2	Gyód
SZALATNAKI FORMÁCIÓ	
2,-4	Alsómcsolád
3	Bikal
-1	Győre
1	Köblény
3,-4	Szalatnak
LUI FORMÁCIÓ	
1	Alsónána
	Pécs
MÁGYI GRÁNIT	
1	Mágocs
	Mozsgó
III	Szekszárd
KARBON	
Bm-1	Bogádmindszent
Csok-1	Csokonyavisonta
Dar-1, 2,-4	Darány
Dob-1	Dobsza
Hom-1	Homoksztyörgy
Ká-1,2	Kálmánca
Sb-1	Siklósbodony
Szu-2,3	Szulok

PERM	
Bi-1	Bisse
Mk-3	Máriakéménd
Nk-2	Nagykozár
Smb-1	Somberek
Tu-1	Turony
V-2	Vokány
Mgy-1	Máriagyúd

Prekambriumi és paleozóos képződmények a Dél-Dunántúlon
M = 1 : 500 000

<p>KAMBRÍUM</p> <p>Görgetegi Kristályospala formáció</p> <p>Gneisz</p> <p>Csillámpala</p> <p>Amfibolit</p>	<p>● ●</p> <p>Görcsönyi Kristályospala f.</p> <p>SZILUR-DEVON</p> <p>● Szalatkai formáció</p> <p>● Ófalui formáció</p> <p>● Gyódi Szerpentinit formáció</p> <p>⊕ Katakklázit</p>	<p>● ●</p> <p>ALSÓKARBON</p> <p>● Mórági Gránit formáció</p> <p>FELSŐKARBON-PERM</p> <p>● Tésenyi formáció</p> <p>● Perm rétegösszlet</p>	<p>Déldunántúli mezozoikum</p> <p>● KRÉTA</p> <p>● JURA</p> <p>● TRIÁSZ</p> <p>⊕ Prekambriumi-paleozóos képződmény (ek) a feltüntetett alatt</p>	<p>Igali zóna</p> <p>● FELSŐKRÉTA</p> <p>● TRIÁSZ</p> <p>● PERMOKARBON</p>
--	--	---	--	--



Az uránérc keletkezése

Az alapvető feltételeket a földtani tényezők együttes hatása teremtette meg, ami a Kővágószőlősi Homokkő formációt létrehozó felsőperm üledékciklus keretei között alakult ki. A háttér emelkedése jelentős törmelékkepződéssel járt, amit a szemiárid klíma vízfolyásai szállítottak a nagy tektonikus árkok süllyedő területére. A Tarhahomokkő képződésének időszakában a törmelékanyag nagyobbik része metamorf képződményekből származott. A gyors ütemű lepusztulás azonban egyre nagyobb arányban gránitterületekkel helyettesítette a lepusztuló metamorf palaköpenyt. (Az üledékanyagban megnövekedett a K-földpát, a magmás kvarc, a telérkvarcít és a gránittörmelék részaránya). Ugyanakkor az üledékfelhalmozódás területének egyenlőtlen süllyedése révén létrejött a kiterjedt elmozsarasodott folyóvízi és mocsárlápi (Szürkehomokkő) és a folyóvízi (Vöröshomokkő) fáciesek egymással érintkező területe. A két fő fácies érintkezési övében kialakult az uránfelhalmozódás kedvező geokémiai, ásvány-kőzettani feltételeivel rendelkező Zöldhomokkő rétegcsoport.

Az uránkomplex feltehetően uranil-karbonát-ként, nem disszociált $\text{UO}_3(\text{H}_2\text{O})_{1-2}$ vegyület-ként, $\text{UO}_2(\text{OH})^+$ alakban, ill. $[\text{UO}_2(\text{OH})_2]$ urán-oxid-szolként szállítható. Torlat jellegű felhalmozódások nincsenek. Az U kicsapódásában szerepet játszott a hat vegyértékű urán redukciója, a szerves anyagokon való adszorpciója, U-organikus vegyületek képződése, valamint az uranil-karbonátok elbomlása nyomán képződő kolloid aggregátumok koaguláció utáni együttülepedése adszorbens agyagásványokkal és kovasavval. A sötétszürke agyagos aleurolitlencsékben finoman hintett kollomorf szurokérc vált ki, pirit, bravoit, kalkopirit kíséretében. A mikroréteges finom és közepes szemcsenagyságú homokkőrétegekben ezekkel a folyamatokkal kezdődött a mikroréteges, szórt és sávós-szalagos érc típus kialakulása.

Az ércesedés többszakaszos folyamat eredménye; a korábban keletkezett ásványtársulások többszöri átalakulásával és esetenkénti áthalmazódásával. A diagenézis első szakaszában az urán fő tömegének felhalmozódásában legfontosabb

tényező a szervesanyagban gazdag ülepitő közeg savanyú-redukciós hatása. A baktériumok által termelt H_2S is redukáló tényezőként szerepelt. A diagenézis második szakaszában a szerves anyag és a H_2S mellett redukáló tényezőként szerepelt az Fe^{2+} , elsősorban a semleges és gyengén lúgos zónákban. A redox fronton az uránmegkötés az epigén illit szorpciós és ioncserés geokémiai szűrőjén is végbement, ami a redukív közegben gazdag uránszurokérc + coffinit ásványképződést eredményezett. A törmelékes kőzetalkotó ásványoknak a kötőanyag (illit, hidromuskovit, urán-oxid, karbonát) részéről történt felemészítése pedig az ércesedés üledékes-metaszomatikus típusát hozta létre. Hipergén jelenség a kőzetrészekben vagy réteglapokon kicsapódott uránkorom és a másodlagos uranilásványok.

Cserkúti Vöröshomokkő tagozat

A Kővágótöttösi Szürkehomokkő tagozat és az uránérctelepes zöld homokkő rétegcsoport heteropikus fácieseként és azok fedőjében üledékfolytonossággal települ a Cserkúti Vöröshomokkő tagozat. Legnagyobb vastagsága az északi szárnyon a VIII. szerkezetkutató fúrásban 289 m. Cserkúton 150 m, ÉNy felé fokozatosan 20 m-re csökken. Fedőjében a triász időszi Tótvári (lila kavicsos) Homokkő tagozat települ.

A rétegsor szemcseösszetétele az idősebb tagozatokéhoz viszonyítva a legkevésbé változatos. Konglomerátumot csak elvétve tartalmaz, és ritka az aleurolit rétegtag is, kivéve a tagozat záró részét, amely vastag aleurolitos finomhomokkőből áll.

Az elvétve található konglomerátumpadok kimosási felületre települnek. A homokkőrétegekben elszórtan is található kis méretű kavicsok. A kavicsok anyaga riolit, kvarcít, vörös földpát és kvarc. Áthalmazott saját anyagú agyagkavicsok is találhatóak. Kovás fatörzsdarabok is előfordulnak. A vörös kőzet a fatörzsek környékén zöldre színeződött.

A Cserkúti tagozatra a rétegzetlenség, a párhuzamosan rétegzett padosság, valamint a ferde és a keresztarétegzés a jellemző. A törmelékanyag általában közepesen osztályozott. A fő alkotóelem a kvarc, 40–70% részarányú. Magmás és alárendeltebben metamorf eredetű. A földpát mennyi-

sége 15–30% között változik, leggyakoribb a 25% körüli mennyiség. Főleg ortoklász található, a plagioklász alárendelt szerepű. Csillám is előfordul, leginkább muszkovit. A kőzettörmelék 5–10% (riolit, kvarcit, írásgránit, kvarcos-földpátos kőzettörmelék). A kötőanyag illitből áll. A kötőanyagot három vegyértékű vasásványok szövik át, ez okozza a kőzet vörös színét. Az OFe érték 8 körül és a fölött van. Az apró szemcsés homokkő és az aleurolitos-agyagos finom szemcsés homokkő sávos szövetű, kvarcot és földpátot tartalmaz. A kötőanyag illites–szericites. A homokkőrétegek lilászvörös színűek.

Néhány esetben kristályos mészkő lencseszerű betelepülése is előfordul. Makroszkóposan nehezen különböztethető meg a finom szemcsés vörös homokkőtől. 90–95%-ban 0,2–0,3 mm átmérőjű karbonátszemcsékből áll, de a szemcseátmérő esetenként eléri az 1 mm-t is.

A rétegsor folyóvízi alapciklusokból felépített képződményekből áll.

Kővágószőlői Homokkő a Mecsek D-i előterében

A Mecsek déli előterében a Nagykozár Nk-2 és a Máriakérménd Mk-1 és Mk-3 jelű fúrások harántoltak Kővágószőlői Homokkővet (12. táblázat). A lényegesen kisebb vastagság ellenére a

településmód és a földtani kifejlődés nagymértékben hasonló. A máriakérméndi fúrásokban megismert U-ércesedés is a reduktív Kővágószőlői Szürkehomokkő és az oxidatív Cserkúti Vöröshomokkő tagozatok határán jelentkezik.

Az Mk-3 jelű fúrással harántolt Kővágószőlői Homokkő Szürkehomokkő tagozatából, 1483,1 m mélységből származó mintából feltárt és meghatározott spóra-pollen maradványok azonosak a Ny-mecseki II₃ palinológiai szintből előkerült magasabb felsőperm együttes alakjaival.

A perm-triász határ

BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES palinológiai vizsgálatai lehetővé tették, hogy a korábbinál pontosabb képünk legyen a Dél-Dunántúlon is a perm-triász határról. A mintavétel hézagos, de a határ-megvonás megalapozott eldöntéséhez elegendő, és a földtani viszonyok nincsenek ellentmondásban az új kronosztratigráfiai megoldással. Lényeges különbség a múlttal szemben, hogy geológiai megfontolások és analógiák helyett őslénytani bizonyítékokra támaszkodhatunk (117).

A Kővágószőlői Homokkő reduktív rétegeiből, a 13–17. kisciklusokat tartalmazó C közép-ciklusból származó minták spóra-pollen együttese (a II₃ palinológiai szint) jól definiálja a felső-

12. táblázat Kővágószőlői Homokkővet harántolt fúrások a Mecsek déli előterében

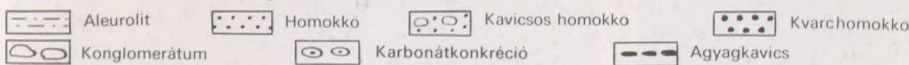
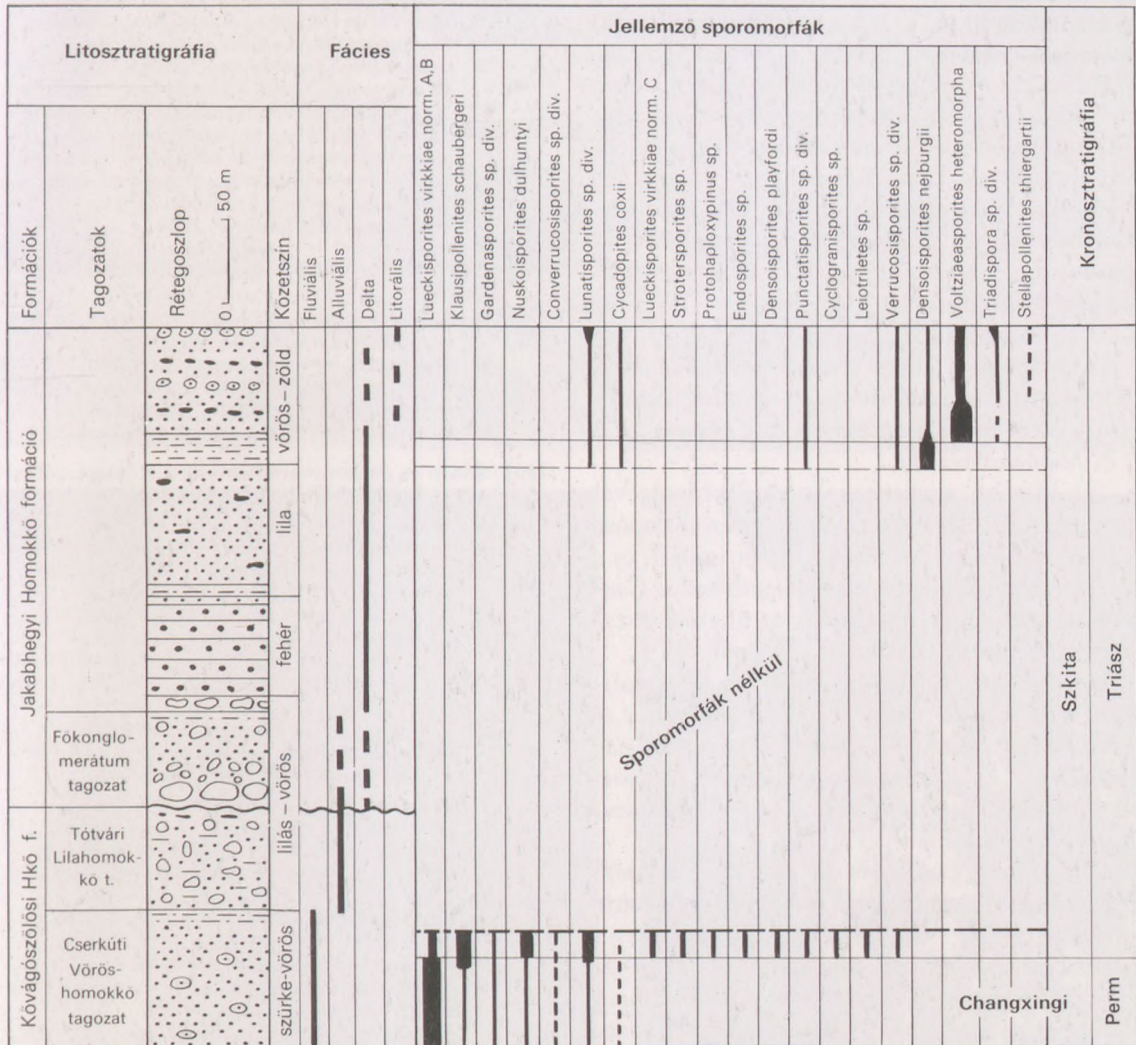
A fúrás jele és a harántolt rétegtani egységek	A harántolás mélységköze	Vastagság	Fedő és fekvő képződmények
<i>Nagykozár Nk-2</i>			
Kővágószőlői Homokkő formáció	1704,3 – 1744,0 m	39,7 m	Jakabhegyi Homokkő és Bodai Aleurolit
Cserkúti Vöröshomokkő tagozat	1704,3 – 1727,8 m	23,5 m	
Kővágószőlői Szürkehomokkő tagozat	tekt. hiány	–	
Bakonyai Tarkahomokkő tagozat	1727,8 – 1744,0 m	16,2 m	
<i>Máriakérménd Mk-3</i>			
Kővágószőlői Homokkő formáció	1371,3 – 1599,4 m	228,1 m	Jakabhegyi Homokkő és Bodai Aleurolit
Cserkúti Vöröshomokkő tagozat	1371,3 – 1461,2 m	89,9 m	
Kővágószőlői Szürkehomokkő	1461,2 – 1519,0 m	57,8 m	
Bakonyai Tarkahomokkő tagozat	1519,0 – 1599,4 m	80,4 m	

perm felső részét. A felsőperm alsó részének (II₂) spóra-pollen együttesével szemben a különbség:

- a *Lueckisporites palynodeme norma B* forma a fiatalabb (II₃) együttesben található (6%-ban);
- a disaccites multitaeniata pollenek mennyisége jóval nagyobb (15%), mint az idősebb (II₂) együttesben (7%);

- hasonló mennyiségi különbség jellemző a *Klausipollenites schaubergeri* disaccites pollen esetében is (II₂ = 5%, II₃ = 13%);
- az *Alisporites ovatus* disaccites pollen és a *Cycadopites coxi* monocolpat pollen csak a II₃ szint legfelső rétegeiben jelennek meg.

A Cserkúti Vöröshomokkő és a Tótvári (lilaka-



117 A perm-triász határ a Dél-Dunántúlon (Barabásné Stuhl A.)

vicsos) Homokkő tagozat határáról (a C–D közép-ciklusok érintkezése) vett minták spóra–pollen együttese a perm–triász határra jellemző:

– az együttesben (II₄) még megtalálhatók a felsőpermre jellemző disaccitesek pollenjei: a *Lueckisporites palynodeme norma* Ab és Ac (közülük az utóbbi az uralkodó), valamint a *norma* B;

– jellemző a *Guttulapollenites* sp. megjelenése, amely a *Lueckisporites palynodeme norma* C formája és a felsőperm végét jelzi;

– figyelemre méltó a multitaeniata pollenek jelentős mennyisége (17%), a korábban is szereplő *Taeniaesporites ortosei* KLAUS, *T. labdacus* KLAUS, *Striatites jacobi* JANSONIUS mellett új nemzetség a *Strotersporites* sp., *Protohaploxylinus* sp.;

– alacsony részarányúak az idősebb együttesekben is részt vevő disaccites pollenek, mint a *Jugasporites schaubergeroides* KLAUS, *Gardenasporites heisseli* KLAUS, *Platysaccus papilionis* (POT. et KLAUS), *Falcisporites zapfei* (POT. et KLAUS) LESCHIK, *Klausipollenites schaubergeri* (POT. et KLAUS) JANSONIUS, *Alisporites ovatus* JANSONIUS;

– a korábban is fellépő *Nuskoisporites dulhuntyi* (POT. et KLAUS) mellett három új monosaccites forma jelent meg: *Endosporites* sp., *Monosaccites* I, és *Monosaccites* II;

– az idősebb együttesek spóraszegénységével szemben (1–2%), ebben az együttesben sok spóra jelenik meg, mennyiségük a 25%-ot is eléri, és a már korábban is fellépő *Calamospora* sp. és *Converrucosisporites* sp. mellett sok az új alsótriászra jellemző genus és faj:

Azonotriletes: *Cyclogranisporites* sp. *Punctatisporites triassicus* SCHULZ, *P. velatus* LESCHIK, *Leschikisporites aduncus* (LESCHIK) POTONIE, *Leiotriletes* sp., *L. adrienneforma* NILSSON, *Conosmundasporites* sp., *Baculatisporites mesozoicus* SCHULZ, *Verrucosisporites* sp.

Zonotriletes: *Densoisporites playfordi* (BALME) DETTMANN, *Lundbladispota echinata* REINHARDT et SCHÖN.

Monolet: *Laevigatisporites* sp.; [12]I–X

– csak ebben az együttesben volt megtalálható a *Pilasporites plurigens* BALME et HENN. 6%-ban.

A Jakabhegyi Homokkő felső részéből feltárt spóra–pollen együttes határozottan alsótriász karakterű, kevés felsőpermbeől áthúzódó formával.

A Jakabhegyi Homokkő felsőpermbe helyezése

mellett korábban fontos érvként szerepelt, hogy PETERS, K. (1862) a formáció fedő rétegeiből (Patacsi tagozat) a triász kezdetét jelző *Posidonomya clarait* (*Claraia clarait*) említett. Ezt a megállapítást az elmúlt évszázad kutatói nem igazolták. Az „embrionális állapotú *Posidonomya clarai*” nagy valószínűséggel téves meghatározás volt.

Táblamagyarázatok [118]–[120]

[118] Kővágószőlősi Homokkő formáció

- A A Kővágószőlősi Homokkő zöldesszürke és fedő vörös homokkő tagozatának határa
Kővágószőlős, Kajdács-patak völgye
B Uránérces homokkő; piritkiválás a törmelekszemszék körül (fehér), a pórusokban „uránkorom”. Ércmikroszkóp-felvétel, 150x
C Fonalszurokérc és hidrocillám sávok ritmusos váltakozása az uránérces homokkőben. A fehér foltok: pirit, galenit; a sötét-szürke-fekete: hidrocillám.
Ércmikroszkóp-felvétel, 250x

[119] Növénymaradványok a Kővágószőlősi formációból

- A₁–A₂ *Voltzia hungarica* HEER, Kővágóöttős HEER OSWALD eredeti rajzával
B *Voltzia* sp. Mecseki Ércbánya Vállalat
C *Baiera digitata* (BRONGT.) HEER, Boda ÉEK
D *Ullmannia geinitzi* HEER, Kővágószőlős
E Conifera-féleség tobozai, Kővágószőlős

[120] Spóra és pollen maradványok a Kővágószőlősi formációból (BARABÁSNE S. A.)

A II/2–3 szintből:

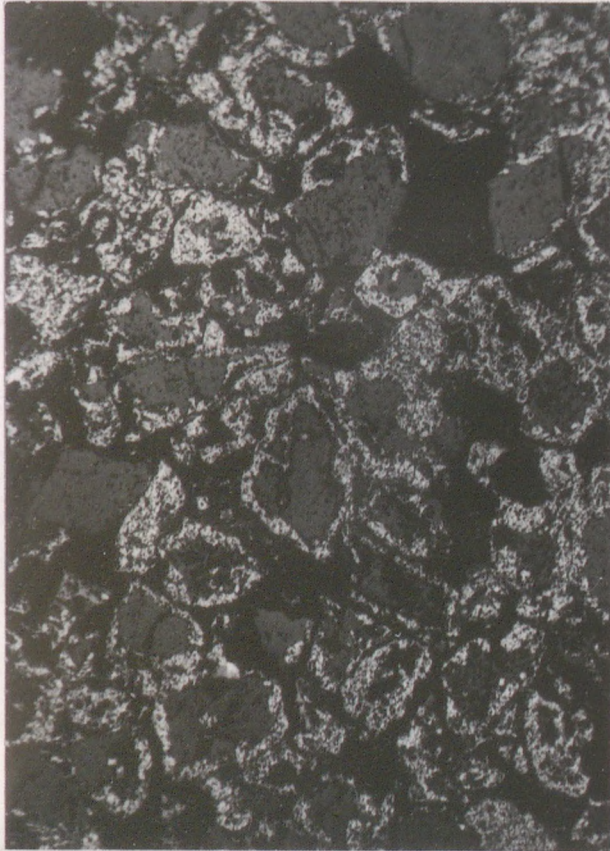
- A *Nuskoisporites dulhuntyi* KLAUS 1963, 500x
B *Jugasporites delasaucei* (POT. et KLAUS) LESCHIK 1956, 750x
C *Gardenasporites heisseli* KLAUS 1963, 750x
D–E *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS 1954 (*Lueckisporites palynodeme norma* A), 750x
F *Converrucosisporites eggeri* KLAUS 1963, 750x
G *Taeniaesporites labdacus* KLAUS 1963, 750x
H *Klausipollenites schaubergeri* (POT. et KLAUS) JANSONIUS 1962, 750x

A II/4 szintből:

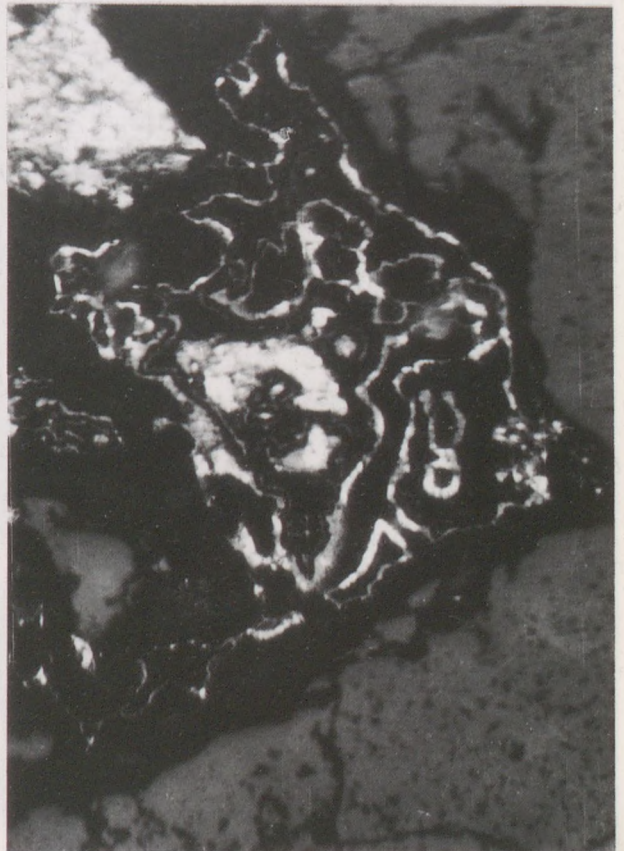
- I *Calamospora* sp.
J–K és L *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS 1954 (*Lueckisporites palynodeme norma* A), 750x
M *Limitisporites moersensis* (GREBE) KLAUS 1963, 750x
N–O *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS 1954 (*Lueckisporites palynodeme norma* B), 750x
P–R *Guttulapollensis* sp. (*Lueckisporites palynodeme norma* C), 750x
S *Laevigatisporites* sp., 750x
T *Klausipollenites schaubergeri* (POT. et KLAUS) JANSONIUS 1962, 750x
U *Punctatisporites velatus* LESCHIK 1955, 750x
V *Leschikisporites aduncus* (LESCHIK) POTONIE 1958, 750x
Z *Pilasporites plurigens* BALME et HENN. 1955, 750x
X *Alisporites ovatus* JANSONIUS 1962, 750x



A



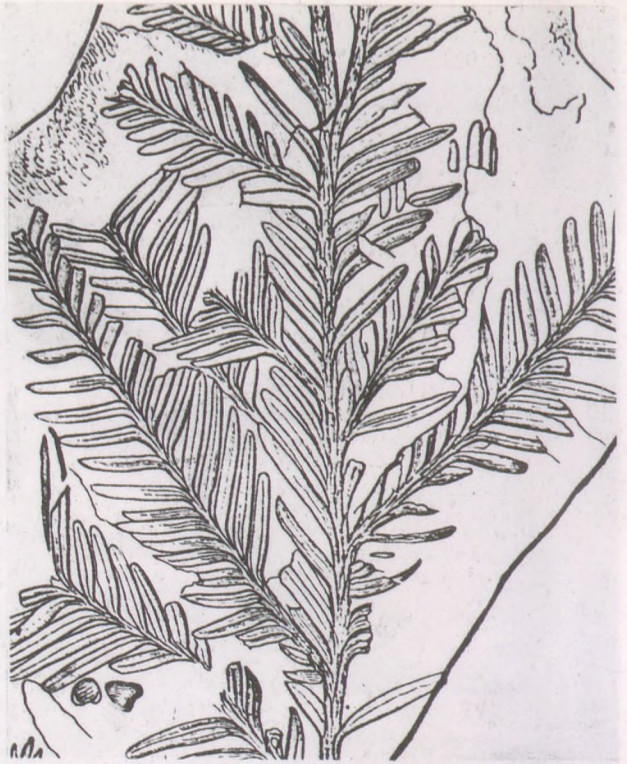
B



C



A1



A2



B



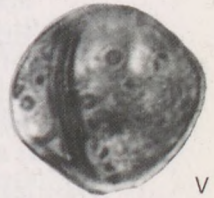
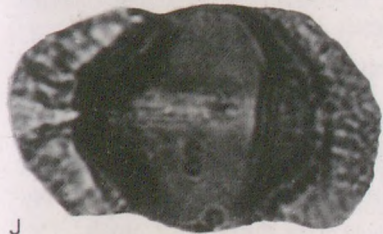
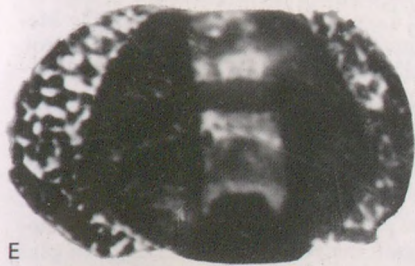
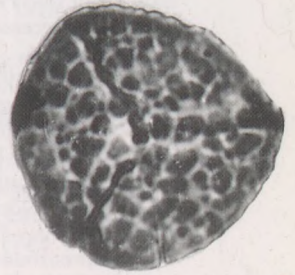
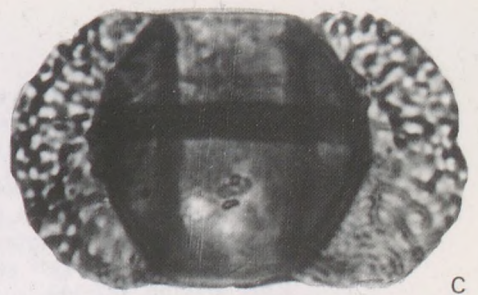
C



D



E



Irodalomjegyzék

Kővágószőlősi Homokkő

- BALLA ZOLTÁN 1965: A kővágószőlősi antiklinális fejlődéstörténete. – *Földt. Közl.* 95/4, pp. 382–400.
- BALLA ZOLTÁN 1967: Az uránércesedés és a kőzetek színe közötti összefüggés vizsgálata. – *Földt. Közl.* 97/2, pp. 127–143.
- BALLA ZOLTÁN 1969: A szerkezeti tényezők szerepe az uránércesedésben. – *Földt. Közl.* 99/3, pp. 235–244.
- BALLA ZOLTÁN 1973: A diagenezis második szakaszának uránércképző szerepéről. – *Földt. Közl.* 103/2, pp. 166–174.
- BALLA ZOLTÁN – DUDKO ANTONYINA 1972: A nyugat-mecseki urán elsődleges felhalmozódásáról. – *Földt. Közl.* 102/3–4, pp. 324–333.
- BALLA ZOLTÁN – DUDKO ANTONYINA 1973: Az uránfelhalmozódás ércképződésben játszott szerepéről. – *Földt. Közl.* 103/1, pp. 49–57.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – *Acta Mineral. Petrogr.* Szeged 20/2, pp. 191–207.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR – MAJOROS GYÖRGY 1973: Der heutige Stand der Kenntnis des Karbons und Perms in Ungarn. – *Veröff. Zentralfinst. Physik der Erde* 14, pp. 459–475.
- BARABÁS ANDOR 1955: A mecseki perm üledékföldtana. – Kandidátusi értekezés.
- BARABÁS ANDOR 1958: A mecseki periklinális sztratigráfiája. In *Összefoglaló jelentés a mecseki uránérc lelőhelyen 1953–1958 január 1-ig végzett földtani kutatómunkálatokról. I.* (pp. 1–60). – *MéV Adattár.*
- BARABÁS ANDOR 1966: Terepi üledékföldtani vizsgálati módszerek (fácieselemzés, földtani ritmusok és ciklusok). – *Mérnöki Továbbképző Intézet*, 4471, pp. 1–62.
- BARABÁS ANDOR 1979: A perm időszak földtani viszonyai és a külszíni kutatás feladatai a mecseki érckelőlőhelyen. – *Földt. Közl.* 109/3–4, 357–365.
- BARABÁS ANDOR 1981: Felsőkarbon. Perm. In JÁMBOR Á. (Ed.): *Földtani kirándulások a magyarországi molassz területeken.* (pp. 13–20 és 111–117). – *Földt. Int. Kiadv.*
- BARABÁS ANDOR – BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES – MAJOROS GYÖRGY – BALOGH KÁLMÁN 1978: Permian–Triassic boundary formations in Hungary. In Szabó I. – MAJOROS GY. (Eds): *Excursion Guide Anisian–Ladinian and Permian–Triassic Boundaries in the Balaton Highland*, 1978. okt. 3–5.
- BARABÁS ANDOR – JURCSIK ISTVÁN – UPOR ENDRE 1963: Urántartalmú érc- és széntelepek I. – *Term. tud. Közl.* 7(94), 9, pp. 396–398.
- BARABÁS ANDOR – KISS JÁNOS 1958: The genesis and sedimentary petrographic character of the enrichment of uranium ore in Mecsek Mountains. In *Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy 1958* (pp. 388–395). – Geneva.
- BARABÁS ANDOR – VIRÁGH KÁROLY 1966: Mechanizmus obrazovanyija oszadocsnüch uranovüch rud na primere mecsekszkovo mesztorozsgyenija. *Litologija i poleznüje iszkopajemüje.* – Moszkva.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1969: A mecsek-hegységi felsőperm üledékek tagolása ciklusos kifejlődésük alapján. – *Földt. Közl.* 99/1, pp. 66–80.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1973: A nyugat-mecseki felsőperm összlet üledékföldtani jellegei statisztikus értékelésének rétegtani és egyéb földtani eredményei. – *Földt. Közl.* 103/3–4, 381–388.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1975: Adatok a dunántúli újpaleozóos képződmények biosztratigráfiájához. – *Földt. Közl.* 105/3, pp. 320–334.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1981: A kővágószőlősi homokkő formációt alkotó kisciklusok földtani vizsgálata. – *Földt. Közl.* 111/1, pp. 26–42.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1981: Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mountains (South Hungary). – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 24/1, pp. 49–97.
- BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES 1987–1988: A Dél-Baranyai-domság és a Villányi-hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés. – *Kézirat.*
- BARANYI ISTVÁN – KARDOS ISTVÁN – SZABÓ JÁNOS 1969: A mecseki perm kutatófúrások produktív összletében végzett mélyfúrás-geofizikai mérések gépi feldolgozásának kérdései. – *Magyar Geofiz.* 10/6, pp. 201–207.
- BEUDANT, F.S. 1822: *Voyage minéralogique et géologique en Hongrie, pendant l'année 1818. I – III.* + Atlasz. – Paris.
- BÖCKH HUGÓ 1909: *Geológia II. Stratigrafia.* – Joerges Ágost Özevge és Fia, Selmezbánya.
- BÖCKH JÁNOS 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. – *Földt. Int. Évk.* 4/4, pp. 129–287.
- BÖCKH JÁNOS – HOFMANN KÁROLY 1874 – 1876: Pécs és Szekszárd vidékének földtani térképe. F–11-es térképlap. M = 1 : 144 000. – *Földt. Int. Kiadv.*
- CHIKÁN GÉZA – CHIKÁN GÉZÁNÉ – KÓKAI ANDRÁS (Eds.) 1984: *A Nyugati-Mecsek földtani térképe.* – *Földt. Int. Kiadv.*
- DOBOSI ILDIKÓ 1978: A töttősi tagozat földtani vizsgálata és alapszelvényének leírása. – *Diplomamunka.*
- FAZEKAS VIA 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. – *Földt. Közl.* 117, pp. 11–30.
- FÖLDVÁRI ALADÁR 1952: Radioaktív anyagok geokémiája a Mecsek hegységben. In *A magyar földtani vizsgálatok újabb eredményei* (pp. 11–24). – Akadémiai Kiadó.

- GREGUSS PÁL 1961: Permische fossile Hölzer aus Ungarn. – *Paleontographica Abteilung B* 109/5–6, pp. 131–146.
- GREGUSS PÁL 1966: Megjegyzések a permii rétegek bizonytalan életnyom-alakulataihoz. – *Földt. Közl.* 96/2, pp. 240–242.
- HEER OSZVALD 1877: Pécs vidékén előforduló permii növényekről. – *Földt. Int. Évk.* 5/1, pp. 1–16.
- JANTSKY BÉLA 1966: Az uránérc. In JANTSKY BÉLA (Ed.): Ásványtelepeink földtana (pp. 88–94). – Műszaki Könyvkiadó.
- JÁMBOR ÁRON 1967: Magyarország Magyarország földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Kővágószőlős. – *Mév és a Földt. Int. Kiadv.*
- KASSAI MIKLÓS 1973: A délkelet-dunántúli paleozoós rétegsorok fáciesmeghatározásának problémái. – *Földt. Közl.* 103/3–4, pp. 389–402.
- KASSAI MIKLÓS 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. – *Geol. Hung. Ser. Geol.* 17, pp. 11–109.
- KISS JÁNOS 1958: Uraniferous chromium ore and its paragenetic role in the Mecsek Permian Aggregate. In *Proceedings of the Second United Nations International Conference on the Peaceful Uses of Atomic Energy 1958* (pp. 396–401). – Geneva.
- KISS JÁNOS 1960: Az urán–króm–vanádium eloszlása és az epigén krómcsillám szerepe a mecseki permii összletben. – *Földt. Közl.* 90/1, pp. 73–82.
- KISS JÁNOS – GROSSZ ÁDÁM 1958: Konkrécióképződés és új karbonátos fácies a mecsek-hegységi permii pszammitos összletben. – *Földt. Közl.* 88/4, pp. 416–427.
- KONRÁD GYULA 1978: A Bakonyai Tarkahomokkő tagozat földtani vizsgálata, alapszelvényének leírása. – Diplomamunka.
- LOVÁSZ GYÖRGY – WEIN GYÖRGY 1974: Délkelet-Dunántúli geológiája és felszínfejlődése. – Baranya Megyei Levéltár Kiadv., Pécs.
- SELMECZINÉ ANTAL PIROSKA – VINCZE JÁNOS 1986: A szénült és ásványosodott növényi maradványok szerepe a mecseki uránércesedésben. – *Földt. Közl.* 116/2, pp. 111–136.
- SIMONCSICS PÁL 1955: Verkieselte Stammreste von dem Mecsek Gebirge. – *Acta Biol. Acta Univ. Szeged. Nova. Ser.* 1/1–4, pp. 48–62.
- SZABÓ JÓZSEF 1965: A mecseki felsőpermii és alsószeizi összletek ferderetegzettségi adatainak földtani értékelése. – *Földt. Közl.* 95/1, pp. 40–46.
- SZABÓ JÓZSEF 1972: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat, Cserkút. – *Földt. Int. Kiadv.*
- SZABÓ JÁNOS – DUDKÓ ANTONYINA 1972: Érckutató mélyfúrások karottázs-adatainak statisztikai feldolgozása. – *Földt. Kut.* 15/3, pp. 37–39.
- SZALAY SÁNDOR – FÖLDVÁRI ALADÁR 1951: Kőzetek radiológiai vizsgálata. – *MTA Math. és Term. tud. Oszt. Közl.* 1/1, pp. 60–72.
- TUZSON JÁNOS 1911: A Balatonmellék paleontológiája. In *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* (I. kötet, I. rész, Függ. IV. kötet, pp. 15–36). M. Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága.
- VADÁSZ M. ELEMÉR 1912: Földtani megfigyelések a Mecsek hegységéből. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1911-ről, pp. 67–74.
- VADÁSZ M. ELEMÉR 1917: A Mecsek hegység nyugati része. – *Földt. Int. Évi Jel.* 1916-ről 1, pp. 389–398.
- VADÁSZ ELEMÉR 1931: Földtani képek a Mecsek ősmúltjából. – *Taizs József Könyvnyomda, Pécs.*
- VADÁSZ ELEMÉR 1935: A Mecsek hegység. – *Magyar Tájak Földtani Leírása* 1.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana. (2. átdolgozott kiadás.) – Akadémiai Kiadó.
- VADÁSZ ELEMÉR 1963: Magyarországi kövesedett famaradványok földtani kérdései. – *Földt. Közl.* 93/4, pp. 505–544.
- VADÁSZ ELEMÉR 1964: Bizonytalan életnyom-alakulatok a permii rétegekből. – *Földt. Közl.* 94/3, pp. 382–384.
- VÁRSZEGI KÁROLY 1961: Levéllábú rák (Phyllopora) maradványok a mecseki perm összletben. – *Földt. Közl.* 91/2, pp. 226–227.
- VINCZE JÁNOS – FAZEKAS VIA 1979: A mecseki uránérc ásványtani és paragenetikai kérdései. – *Földt. Közl.* 109/2, pp. 161–198.
- VINCZE JÁNOS – OPAUSZKY ISTVÁN – HORVÁTH ISTVÁN 1970: ^{32}S / ^{34}S -izotópok eloszlása és szerepe a mecseki uránércesedésben. – *Földt. Közl.* 100/4, pp. 55–65.
- VINCZE JÁNOS – SOMOGYI JÁNOS 1984: A mecseki felsőpermii homokkő uránércesedési formaelemei és fácieskapcsolataik (I. rész). – *Földt. Közl.* 114/2, pp. 189–213.
- VINCZE JÁNOS – SOMOGYI JÁNOS 1984: A mecseki felsőpermii homokkő uránércesedési formaelemei és fácieskapcsolatai (II. rész). – *Földt. Közl.* 114/3, pp. 309–319.
- VIRÁGH KÁROLY – SZOLNOKI JÁNOS 1970: Baktériumok szerepe a mecseki uránérc keletkezésében és későbbi áthalmazódásában. – *Földt. Közl.* 100/1, pp. 43–54.
- VIRÁGH KÁROLY – VINCZE JÁNOS 1967: A mecseki uránérclelőhely képződésének sajátosságai. – *Földt. Közl.* 97/1, pp. 39–59.
- WEIN GYÖRGY et al. 1965: Magyarország földtani térképe, 200 000-es sorozat L–34–XIII. Pécs. – *Földt. Int. Kiadv.*
- WEIN GYÖRGY 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–XIII. Pécs. – *Földt. Int. Kiadv.*
- WÉBER BÉLA 1977: Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Ny-mecsekből. – *Földt. Közl.* 107/1, pp. 27–37.
- WÉBER BÉLA 1988: A Ny-mecseki felsőpermii üledékgyűjtő morfológiája. – *Földt. Közl.* 118/4, pp. 333–350.

Az Alföld kristályos aljzata

Megismeréstörténet

I.

„Itt lábaink alatt terjed el hegyek koszorújától övezve az Alföld rónasága. A nehézség azt lesimítván, kedve szerint formálta felületét. Vajon milyen alakot adott neki? Micsoda hegyeket temetett el, és mélységeket töltött ki lazább anyaggal, amíg létrejött ez az aranykalászokat termő, a magyar nemzetet éltető róna? Amíg rajta járok, amíg kenyerét eszem, erre szeretnék megfelelni.” EÖTVÖS LORÁNDnak, a Magyar Tudományos Akadémia 1901. május 12-i közgyűlésén elhangzott beszédéből valók ezek a szép mondatok: túl az első külszíni torziósinga-méréseken, a földkéregbeni tömegeloszlás megállapítására alkalmas, általa kifejlesztett műszer birtokában. A geofizikai mérésekkel kezdődött el az Alföld mérési adatokon nyugvó mélyföldtani megismerése.

Az Alföld medencealjzatának földtani felépítését azonban még hosszú évtizedeken keresztül elsősorban a tágabb környezet földtani viszonyai alapján ítélték meg, a feltételezett nagyszerkezeti kapcsolatok alapján. Ezen elgondolásokat Bevezetés Magyarország geológiájába c. könyvemben áttekintettem, ezért ezúttal – a teljesség igénye nélkül – csak a legfontosabb szemléletalkító munkákkal példázva törekszem a megismerés folyamatainak érzékeltetésére.

LÓCZY LAJOS (1913) a Bakony hegységi „mediterrán korú, nagy kiterjedésű és tetemes vastagságú kavicskonglomerátumok” alapján – Eötvös alföldi méréseinek értelmezését is figyelembe véve – az Alföld helyén egykori magashegység létét tételezte fel, amelyet „Pannon szárazulat”-nak nevezett, és a Rodope kristályos tömege folytatásának tekintett. 1918-ban már a következőképpen fogalmazott: „A Keleti-Alpok centrális kristályos vonulatának északi része Leobentől északkeletnek fordul, és Magyarországon szétesik egymástól távol eső, síkságokkal elválasztott maghegyekre, amelyekhez az Északi-Mészköalpok elszakadt darabjai is hozzásimulnak. Ezekből a szétfoszlott alpesi darabokból áll a magyar medence belső

kerülete a pozsonyi kaputól az Al-Dunáig. Újabb megfigyeléseink azt gyanítják, hogy még a miocén kor elején is nagy kiterjedésű, magas altaida-variszkuszi tömeg emelkedett a magyar medence helyén, hasonló a cseh–morva kristályos tömeghez vagy a francia Centrális Masszívumhoz. Ebbe öböként nyúltak be a paleozói és mezozói boreális és mediterrán tengerek.”

KOBER L. (1921) a lánchegységek közé ékelődő terjedelmes hegységtömböket „internid”-nek, ill. „közbenső tömeg”-nek nevezte, amelyek merevségüknél fogva passzív módon irányítják az őket körülfogó redők lefutását. Legjellegzetesebb képviselőjüknek a Kárpáti és Dinári ágra szétváló Alpok közötti „Magyar közbenső tömeg”-et tekintette, amely túlnyomórészt mezozóosnál idősebb, nagyrészt kristályos kőzetekből álló konszolidálódott tömeg.

PRINZ GYULA (1926) a LÓCZY LAJOS és a LEOPOLD KOBER által adott magyarázatok figyelembevételével fogalmazta meg Tisia-elméletét. „A Tisia tömb olyan ősi hegységtömb, amely a karbon hegységrendszer összerogyott romjaiból tapadt össze. A mezozoikum idején része volt MOJSISOVICS – POMPECKIJ Keleti szárazulatának és mint merev tömegnek alapvető fontossága későbbben a Kárpátok ívének létrejöttében, amely mintegy hatalmas kaptafára borul a Tisia tömbjére.”

1943-ig – az Alföld kristályos aljzatát feltáró első mélyfúrásig – az említettekén kívül, azok nyomdokain haladva, számosan foglalkoztak a „közbenső tömeg” értelmezésével, az elmélet továbbfejlesztésével. Néhány kiemelkedő színvonalú munka ezek közül: ifj. LÓCZY LAJOS (1923), BÖCKH HUGÓ (1929), TELEGDY ROTH KÁROLY (1929, 1938), SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT (1931). Általában a nagyobb szerkezeti tagoltság és mobilitás, valamint a pártás felépítés (paleozóos és mezozóos övek váltakozása) került hangsúlyozásra. A peremhegységek Alföld aljzatában való folytatódását a Mecsek példáján VADÁSZ ELEMÉR hangsúlyozta (1935), s ezt VAJK RAUL (1943) geofizikai mérések értelmezése alapján is igazolható-

nak tartotta. A merev közbenső tömeg teljes tagadását PÁVAI VAJNA FERENC (1931) képviselte. Erősen tagolt központi geoszinklinálist tétélezett fel, amely „ma az egészében való felgyűrődés, hegységgé válás stádiumában van”.

1943 augusztusa az a nevezetes időpont, amikor a madarasi alaphegység-kiemelkedésre telepített-MANÁT szénhidrogén-kutatófúrás Katymár község mellett 301 m mélységből, az Alföld kristályospala-aljzatából, csillámpala kőzetmintát hozott a felszínre. A Katymár-1 jelű fúrást hamarosan további – kristályospala alaphegységet feltáró – fúrások követték (Körösszegapáti-1, Kismarja-1). Az Alföld kristályos medencealjzatával foglalkozó konkrét megállapítások első ízben a Földtani Intézet 1947. évi beszámolóülésén hangzottak el SÜMEGHY JÓZSEF előadásában. Az átfogó nagyszerkezeti munkák, bár egyelőre még jórészt hipotézisek maradtak, egyre több fúrásadatra támaszkodhattak.

SZUROVY GÉZA (1948) kevés adat alapján az elsők között írt áttekintő tanulmányt az Alföld földtörténeti és hegységszerkezeti viszonyairól.

SÜMEGHY JÓZSEF (1953) – figyelembe véve az addigi geofizikai és mélyfúrásai eredményeket – részletesebben kifejtette az 1947-ben vázlatosan közölt elképzelését az Alföld medencealjzatáról. Megállapította, hogy a Tisia a vártnál bonyolultabb felépítésű. Rész-geoszinklinális elmélete szerint a Tisia kristályospala- és gránittömegébe három ÉK–DNy csapású mezozóos részgeoszinklinális ékelődött, amelyeket lepusztult kristályospala háta választottak el egymástól. Ezek mindegyike összefüggött az alp-kárpáti fő-geoszinklinálissal.

VADÁSZ ELEMÉR is új átfogó értelmezésre törekedett (1953, 1955). A viszonylag kevés fúrásai adat ellenére harmadidőszak előtti alaphegységtérképet szerkesztett. Megítélése szerint a kristályos alaphegység ópaleozóos üledékek és magmatitok variszkuszi orogenezis karbon eleji regionális metamorfózisából származik, amelyet gránit magmatizmus és végül az alsópermben szubszekvens kvarcporfir vulkanizmus követett. Ez alól csak a Bükk hegység–Bugyi–Szabadbattyán–Karád vonalban húzódó, az alsókarbontól folyamatos üledéksort képviselő, nem metamorf üledék-tömeg a kivétel. Ez az üledékgyűjtő közvetlen

kapcsolatban állt a Dinaridákkal és a Déli-Alpokkal. SÜMEGHY rész-geoszinklinális elképzelésével szemben ismételten (1955, 1961) hangsúlyozta, hogy az alföldi mezozóos pászták – nagy valószínűséggel – a köztestömeget elfedő mezozóos üledéktakaró fiatalabb tektonika hatására széttöredeztet, egyenlőtlenül megsüllyedt, majd erodálódott maradványai.

SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT (1956, 1961) a Kárpátokkal körülvett Tisiát KOBER felfogásával egyezően lényegében különálló, konszolidált tömegnek tekintette, amelynek határa a Grazi-medence bazalt-előfordulásaitól kiindulva „a belső vulkáni öv” mentén húzódik. A mélyfúrásai adatok figyelembevételével a magyar közbenső tömegen belül négy ÉK–DNy csapású mezozóos kratogeoszinklinális vonulatot rekonstruált.

SZLAVIN, V.I. (1961) Kober „Zwischengebirge” elméletét változatlan formában gondolta fenntarthatónak.

KERTAI GYÖRGY (1957) a mezozoikum előtti ÉÉNy–DDK-i szerkezeti irányok fontosságát hangsúlyozta, amelyek mezozóos–kainozóos irányokkal való kereszteződéséből saktáblaszerkezet jött létre, amit a medenceüledékek vastagság-eloszlása jelez.

SCHIEFFER VIKTOR (1963) sem tartotta az ÉK–DNy-i szerkezeti irányt az Alföld medencealjzatában általános érvényűnek. Megítélése szerint a Szerb–Macedón masszívum, a Vardar-öv és a Krajstidák ÉNy–DK-i általános csapással folytatódnak Magyarország medencealjzatában (Dunántúli–Bácskai paleozóos küszöb).

SZALAI TIBOR (1960, 1964, 1970) szerint az Alpok–Kárpátok közötti terület belső magja a „Lóczy-küszöb”, amelynek központi része az Alföld medencealjzatában a „Túrkevei kristályos tömeg”; ez a tulajdonképpeni Tisia. Fejlődéstörténetében három szakaszt különböztetett meg: 1. A Lóczy-küszöb kialakulása, majd „romosodása”, ami kvarcporfir vulkanizmussal járt, és rögei között szárazföldi perm üledékek halmozódtak fel. 2. Belsőhegység stádium, amelynek kristályos hátakkal elválasztott tengelyében mezozóos üledékek rakódtak le. 3. Belsősüllyedék állapot, amelynek során a belsőhegység „romosodott”, és ehhez andezites vulkanizmus kapcsolódott. A pannóniai emeletben süllyedés következett be.

DANK VIKTOR és BODZAY ISTVÁN (1970) átfogó szénhidrogén-prognózis kapcsán megkísérelték az alpi fáciesövek rekonstruálását is. Megítélésük szerint a Délalpi-Belsődinári öv nem ér véget a Bükk hegység keleti határánál, hanem a Bihar tömegét félkörívben körülölelve az Erdélyi-középhegység-Bánát-Dél-Bácska-Szerémség vonalon újra csatlakozik a Belsődinári övhöz. Így a Bihar-Alföld-Dél-Dunántúl-Papuk kristályos „köztes tömeg”-et fogja körül.

BALOGH KÁLMÁN (1972) nemzetközi folyóiratban adott áttekintést a Pannóniai masszívummal kapcsolatos elméletekről, azok földtani-szerkezet-földtani és geofizikai alapjairól, az elméletek fejlődéséről.

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR (1967) a geofizikai mérésekből adódó köpenyfelboltozódás és kéregkivékonyodás hatására elvetette a köztömeg-elméletet és HAARMANN – VAN BEMMELEN „geotumor” elméletével kívánt választ adni a nagyszerkezet és a magmatektonika nyitott kérdéseire. Elméletének fő tényezője a konvekciós mélyáramlás, amely a Pannon-medence alatt felszálló jellegű volt, és ez olvasztotta le (vékonyította el) a kérget; leszálló ágain pedig – a Kárpátok és a Dináridák láncai alatt – megvastagította.

A lemeztektonika-elmélet megjelenésének hatására új modellt dolgozott ki (1976, 1978). Elgondolásának középpontjában a szubdukciós zónák álltak. A Kárpát-Pannon-Dinári területen 1975-ös tanulmányában már nyolc szubdukciós övet sorolt fel. Az óceáni és kontinensperemi lemez feldarabolódása révén mikrolemezek keletkeztek, amelyek egymás mellé, alá, fölé tolódása alakította ki a mai helyzetet.

SZÉNÁS GYÖRGYÖT (1974, 1977) és BALKAY BÁLINTOT (1974, 1975) a lemeztektonika kezdeti alkalmazásával járó aránytévesztések, tárgyi hibák és megalapozatlan állítások készítették kritikai tanulmányaik megírására.

Mindamellet a nagyszerkezeti elméletek azt is igazolták, hogy amiről a legkevesebbet tudunk, azt magyarázhatjuk a legsokféleképpen. Azonban a földtani és geofizikai vizsgálatok eredményeként a megismerés folyamatosan előrehaladt, és a nagyszerkezeti elméletek is – bennük az Alföld kristályos aljzatának helyzete, földtani felépítésének megítélése és fejlődésének története – egyre

reálisabbá váltak. Néhány figyelemre méltó munka ezek közül: STEGENA LAJOS (1967, 1972), WEIN GYÖRGY (1969, 1978), A. TOLLMANN (1969), HORVÁTH FERENC – STEGENA LAJOS – GÉCZY BARNABÁS (1974), M. SĂNDULESCU (1975, 1978), J.E.T. CHANNEL – HORVÁTH FERENC (1976), SZEPESHÁZY KÁLMÁN (1977), HORVÁTH FERENC – L.H. ROYDEN (1981), R. DIMITRESCU (1981), KOVÁCS SÁNDOR (1982, 1984), BALLA ZOLTÁN (1982, 1984).

II.

Az Alföld kristályos aljzata rétegtani megismerésének fő vonulata a szénhidrogén-kutatás medencealjzatot feltáró fúrásainak nyomában haladt: azok mintaananyagának vizsgálatához és értékeléséhez kapcsolódott. A megerősödött geológiai szervezet, anyagvizsgáló specialisták közreműködése, egyre korszerűbb anyagvizsgáló műszerek és módszerek alkalmazása reális alapokra helyezték a földtani megismerés menetét. Ezt a szélesen áradó tevékenységet – a publikált eredmények vonatkozásában – a következő csoportosításban kíséreljük meg áttekinthetővé tenni:

1. Konkrét kutatási területek, ill. nagyobb egységek kristályos aljzatára vonatkozó publikációk.
2. Az Alföld kristályos aljzatának egészére vonatkozó publikációk.

1. Konkrét kutatási területek, ill. nagyobb egységek kristályos aljzatára vonatkozó publikációk

KÖRÖSSY LÁSZLÓ (1956, 1957, 1959, 1966).

1956: A kismarjai területéről amfibolitot, csillámpalát és gneiszt; Biharnagybajomból kloritpalát, márványt és csillámpalát; Szerepről csillámpalát; Hajdúszoboszlóból muszkovitos csillámpalát; Túrkevéről kétszillámú gneiszt; Körösszegapátiból fillit-csillámpala váltakozást; Püspökladányból pedig kvarcit-csillámpala váltakozást említett.

Felismerte a kristályos alaphegységet fedő mállási övet és lejtőtörmelék-tömeget. A kristályos-palák korát ópaleozóosnak vélte.

1957: Megállapította, hogy kristályos képződmények magasabb helyzetben a Bácska és a Tisza-tól déli részén található, csillámpala, gneisz

és gránit kifejlődésben. Kapcsolatuk a szomszédos erdélyi kristályos hegységekkel és a jugoszláviai bácskai-bánáti kristályos aljzattal nyilvánvaló.

1959: A flis vonulat déli oldalán – Túrkeve és Körösszegapáti között – fúrásokkal feltárt ÉK–DNy csapású kristályospala-vonulatról számolt be. Ennek folytatását DNy-i irányban a DK–Dunántúl kristályos aljzatában, ÉK-en a Réz, Meszes, Bükk és Lápos hegységekben látta.

1966: Az L–34–IV Debrecen jelű 200 000-es földtani térképlap magyarázójának „Paleozoikum” fejezetét szerkesztette. A Hajdúszoboszló–1, Ebes–1 és –2 jelű fúrásokból ópaleozoós csillámpalát; a Hajdúszovát–1 jelű fúrásból pedig gránátos kétsillámú palát írt le.

VADÁSZ ELEMÉR (1962).

A nagykőrösi gránittal kapcsolatban megemlíttette annak migmás képződési lehetőségét, és hangsúlyozta a mecseki gránittal való kapcsolatát.

CsíKY GÁBOR (1963).

A jugoszláv határ mentén, Katymár és Madaras területén ÉK–DNy csapású, erősen kiemelt, ópaleozoós csillámpala vonulatról tudósított. Ezzel párhuzamos a Jánoshalma–Sükkösd–Érsekcsanádi ortogneisz, gneiszgránit, epigneisz és csillámpala gerinc.

A kristályos és a mezozoós képződmények között a Mecsekalja vonalhoz hasonló tektonikát tételezett fel.

Izsák környékéről ópaleozoós csillámpalát említett.

DANK VIKTOR (1963, 1964, 1965).

A Dél-Alföld medencealjzatának szénhidrogén-kutatási adatokon nyugvó szintézisét készítette el. Idősebb paleozoós üledékek és fiatalabb paleozoós intrúziók variszkuszi metamorfózisából származó epi- és mezozónás metamorfotokról írt. Megállapította, hogy a metamorfózis után a Duna–Tisza köze középső részén, valamint a Dél-Tiszántúlon színorogén gránitbenyomulás történt, amelyet késő orogén aplitmagmatizmus zárt le.

DANK VIKTOR – BÁN ÁKOS (1966).

Az algyői szénhidrogén-lelőhelyről írt munkájukban a metamorf képződményekből álló alaphegység-maximum ÉNy–DK-i morfológiai csapásirányára hívták fel a figyelmet.

JANTSKY BÉLA – BARABÁS ANDOR (1964).

A Mórágyi gránit és a Kecskemét–nagykőrösi gránitvonulat szoros szerkezeti és genetikai egybetartozását emelték ki.

JUHÁSZ ÁRPÁD (1965, 1966, 1969).

1965: A Soltvadkert és Miske környékén mélyített szénhidrogén-kutató fúrások mintaanyagának vizsgálata alapján petrográfiai és kőzetkémiai adatokkal bizonyította a mecsek–nagykőrösi gránitvonulat egyazon kőzettani kifejlődését. A gránittest morfológiai jellegeiről, szegregációiról, durbachit jelenlétéről és a gránit köpenyét alkotó amfibolittról írt.

1966: A szanki kutatási területen kétsillámú gneiszet, kétsillámú palát, biotitpalát, gránátos csillámpalát, valamint kloritosodott csillámpalát és gneiszet határozott meg, amfibolit betelepülésekkel. Egy feltárásban mészcillámpalát és mészfilitet talált. A kétsillámú gneiszben migmatitosodás nyomait észlelte. A regionális metamorfózis hőmérsékletét 700 °C-nak, a nyomást 7 kbar-nak határozta meg.

1969: A Duna–Tisza köze területén mintegy 100 kutatófúrás mintaanyagának vizsgálata alapján anchimetamorf és zöldpala, valamint epidot–amfibolit fáciesű metamorfotokat különített el, melyeket a granitoidok válfajaival együtt 15 képződménycsoportba osztott, megadva azok ásványos, kémiai és nyomelem összetételét. A metamorfotok legnagyobb része epidot–amfibolit fáciesű gneisz, csillámpala, kvarcit és földpátos csillámpala, amfibolit betelepülésekkel. Premetamorf kőzetanyaguk túlnyomórészt földpátgazdag homokkő és andezites–dácitos–bazaltos vulkanit lehetett. A metamorfózis és a gránitosodás korát variszkuszinak ítélte.

A granitoidtesteket két egymással párhuzamos, ÉK–DNy csapású vonulatba rendezettnek írta le, és azokat keletkezési idő, mód és összetétel tekintetében egyaránt a mecseki gránittal azonosította.

Áttekintő alaphegységtérképet is szerkesztett.

KURUCZ BÉLA (1965, 1977).

1965: Megállapította, hogy a battonyai gránit-tömeg ÉNy-on átnyúlik Mezőhegyes környékére. A gránit fedője Végegyházán kvarcitpala. Minden mezozoikum előtti magmás és metamorf eseményt a variszkuszi hegységképződéssel hozott kapcsolatba.

1977: A Pusztaföldvár és Battonya közötti terület medencealjzatával foglalkozó egyetemi doktori értekezését az előzmények gondos összegyűjtésével és értékelésével, valamint saját vizsgálatakkal kiegészítve készítette el. Különösen értékesek a Tiszántúl medencealjzatáról szerkesztett 100 000-es 200 000-es térképek. Figyelemre méltó kísérletet tett a Pusztaföldvár–battonyai, valamint a Hegyes–Drócsa és a Kodru–Móma premezozóos összleteinek összekapcsolására.

T. KOVÁCS GÁBOR (1965, 1967, 1971, 1973, 1978).

1965: A battonyai terület mélyföldtanáról – az addig lemélyített szénhidrogén-kutató fúrások adatai alapján – adott áttekintő értékelést.

1967: Ebes környékén a triász rétegsor fekvőjéből ópaleozóos csillámpalát, fiatalabb paleozóos grafitos-kovás kvarchomokkővet, grafitpikkelyes mészfilitet és grafitos kvarcitot írt le.

1971: A soltvadkerti kutatási területen a kristályospala összlet korát prekambriumnak jelölte meg, és a közel 100 m vastagságban feltárt gránitot karbon intrúciónak minősítette.

1973: A Duna–Tisza köze déli részének irodalmi feldolgozását végezte el, saját értékeléssel.

1978: Algyőről a korábbi ismeretek saját megfigyelésekkel kiegészített összefoglalását és értelmezését adta. Különösen értékes része a munkának a hivatkozási rétegsorok, ill. földtani alapszelvények bemutatása.

A kiskundorozsmai terület kristályospala rétegsorából márvány közbetelepülést említett.

Megkísérelte az egyes képződmények párhuzamosítását is az Erdélyi-középhegység, a Dél-Dunántúl és a Szerb–Macedón masszívum kristályos formációival.

CSONGRÁDI BÉLÁNÉ (1966, 1976).

1966: Az algyői terület kristályos képződményeinek első összefoglaló jellegű leírását készítette el, saját vizsgálati eredményei alapján. Nagyon részletes mezozónás csillámpalát (földpátos csillámpala migmatitos nyomokkal és csillámkvarcit), és alárendelten epizónás metamorfítot (epigneisz) talált, gyakori utólagos kloritosodással.

1976: Ásotthalom kutatási területéről, 22 mélyfúrás mintaanyagának vizsgálata alapján, csillámpala, csillámgneisz közettársaságot írt le, amely

epidot–amfibolit fáciesű metamorfózist, majd zöldpala fáciesű diaforézist szenvedett. Milonitosodást is megfigyelt.

STEGENA LAJOS – KISS JÁNOS (1967):

A Körösszegapáti–10 jelű fúrásból vett közetminta K/Ar vizsgálata alapján $315 \cdot 10^6$ év $\pm 10\%$, a Pusztaföldvár–22 jelű fúrásból vett minta vizsgálata alapján pedig $386 \cdot 10^6$ év $\pm 10\%$ koradatot kaptak; amit a közetet ért utolsó nagy deformáció, a variszkuszi hegységképződés hatásaként értelmeztek.

SZEPESHÁZY KÁLMÁN (1962, 1967, 1968, 1969, 1971, 1972, 1973, 1974, 1975, 1976).

1962: A nagykörösi gránitot a velencei-hegységighez hasonló összetételű biotitgránitnak minősítette, a gránitköpeny metamorfitját pedig szericités kvarcitnak.

A kecskeméti gránitot ugyanakkor mecseki típusú, plagioklászban gazdag, mikroklinos biotitgránitnak határozta meg.

1967: Az L–34 – VIII. Kecskemét jelű térképlap magyarázója.

Az izsáki területéről epidotos, fillithez közel álló, kataklázos csillámpalát; a törteli területéről bizonytalan korú fillitet, gneiszet és csillámkvarcit breccsát; a kecskeméti területéről biotitos–plagioklászos mikroklingránitot; a nagykörösi területéről „permi rétegek” alatti finom szemcsés, sötét-szürke szericités kvarcitot írt le.

1967: Az L–34 – IX. Szolnok jelű 200 000-es térképlap magyarázója.

Az Endrőd–1 jelű fúrás kataklázos, granodiorithoz közel álló plagioklászgránitot tárt fel. A gránit gabbró eredetű amfibolittal érintkezik.

A Túrkeve–1 jelű fúrás csillámpalát, a Túrkeve–7 jelű pedig gránátos kvarcitot harántolt.

A szerző megítélése szerint az endrődi és a túrkevei metamorfitok a biharnagybajomi, a körösszegapáti és a kismarjai fúrásokban feltárt mezometamorf képződményekhez hasonlíthatnak.

1968: A Duna–Tisza köze déli részével foglalkozó tanulmányában 70, kristályos alaphegységet ért fúrás mintaanyagát dolgozta fel. A meghatározott képződményeket öt csoportba osztotta:

1. Csillámpala és csillámkvarcit, valamint gránátos csillámpala kvarcitlencsékkel. Granitoid eredetű ortometamorfitok.

2. Tektonitok: milonit, blasztomilonit, sze-

mesgneisz. Granitoidok tektonikus metamorfózisa révén keletkeztek. (Érsekcsanád, Sükösd, Já-noshalma, Tázlár, Szank és Algyő kutatási területek kristályos aljzata).

3. Gránitgneisz, mikroklingránit és migmatit (Miske, Soltvadkert, Kecskemét, Nagykőrös-D).

4. Amfibolit (Öttömös és Szank egyes fúrásai-ból). Bázisos magmatitok regionális metamorfózisa révén keletkezett.

5. Paraeredetű epimetamorfitok: szericites agyagpala, aleurolitpala, homokkőpala (Soltvadkert és Törtel területén).

A mezozónás metamorfitokat és a gránitot egyetlen hegységképződési fázis eredményének vélte, amely kaledóniai vagy idősebb lehetett.

A törtel–nagykőrösi epizónás parametamorfitok kora szilur vagy alsókarbon.

1969-es munkájában a Battonya és Mezőhegyes környékén mélyült, több mint 80 fúrás mintanyagát dolgozta fel, de az északabbra levő pusztaföldvári metamorf képződményekkel is foglalkozott.

A gránitörmzs kőzetfajtaikat a következő csoportokba osztotta:

1. A törmzs központi részét alkotó biotit–muszkovit mikroklingránit.

2. A boltzat tetőrészéről származó durva kristályos, muszkovit–biotit mikroklingránit.

3. Xenolitiként előforduló, biotitdús, kvarcszegény, mikroklin nélküli, apró kristályos gránit.

4. Pegmatit és aplittelérek.

5. Durbachit, ill. lamprofir anyagú szegélyfácies.

6. Berezitesedett durbachit, ill. lamprofir.

7. Injekciós kontakt kőzet.

8. Átmenet a gránit és a metamorf pala között.

A pusztaföldvári csillámpalát és csillámkvarcított ópaleozóos üledékes képződményekből keletkezett Barrow-típusú biotit és almandin fáciesű metamorfitoknak minősítette.

A szilurnál nem idősebb üledékek regionális metamorfózisának korát alsókarbonnak ítélte. A gránitbenyomulás pedig véleménye szerint közvetlenül a metamorfózis után az alsókarbon szudétai szakaszában történt.

1971: Az L-34 – XIV. Kiskunhalas jelű 200 000-es térképlap magyarázója.

A premezozóos képződményeket a következő csoportokba sorolta:

1. Kvarcból, földpátból és csillámokból álló „félkész” metamorfitok, gyakran milonitosodott állapotban (földpátos csillámpala, gránitgneisz, migmatit, mikroklingránit). A mikroklingránit a metamorfózissal szingenetikus és szintektonikus. Az aplit és a mikrogránit késő tektonikus.

2. Diabáz, ill. diorit eredetű amfibolit.

3. A déli országhatár közelében idős csillámpala, csillámkvarcit.

4. Üledékes eredetű (ópaleozóos vagy akár úpaleozóos) epizónás agyagpala, aleurolitpala, homokkőpala.

Az ÉK–DNy csapású prealpi vonulat tengelyében migmatitos gránit található, amelyet kétoldalt amfibolit betelepüléseket tartalmazó, helyenként erősen milonitosodott gneisz–csillámpala szárny fog közre, és a tengelytől legtávolabb eső részeken zöldpala fáciesű metapelit–metahomokkő zóna húzódik.

1972: Hajdúszoboszló, Ebes, Túrkeve, Bihar-nagybajom, Szerep és Püspökladány környéki fúrásokból polimetamorf (retrográd zöldpala fáciesű metamorfózissal felülbélyegzett, gránát–amfibolit fáciesű) gneiszet és csillámpalát írt le, amfibolit betelepülésekkel. Kétgenerációs biotitképződésre is felhívta a figyelmet, amit gránitintrúzió hatásának ítélte.

A flis öv peremi kristályos képződményeit gránátos–staurolitos csillámpalának minősítette, és az észak-erdélyi kristályos rögök (Szilágyosmlyói–Magura, Réz-hegység, Szilágybaksa) képződményeivel rokonította.

A polimetamorf képződmények progresszív metamorfózisának korát kaledóniainak, ill. aszszintinek minősítette; a zöldpala fáciesű diaforézis korát pedig variszkuszinak tekintette.

Püspökladány, Füzesgyarmat, Szerep, Bihar-nagybajom, Furta, Zsáka, Szeghalom, Kőrös-szegapáti és Kismarja szénhidrogén-kutatási területek mintegy 30 kutatófúrásának mintanyagát dolgozta fel. Hét metamorf kőzettípust különített el, ezek kiindulási anyaga paleozoikum előtti homokos üledékekből és eruptívumokból állt:

1. Gránát–amfibolit fáciesű gneisz, zöldpala fáciesű diaforézissel, gyenge milonitosodással.

2. Ugyanez a közettípus kontakt hatást mutatva, másodlagos biotitképződéssel, alkáli metasomatózissal.

3. Idős (prekambriumi) ortogneisz.

4. Injekciós amfibolit, grániterekkel.

5. A második metamorf fázissal egyidős gránit–pegmatit.

6. Amfibolit.

7. Aplit vagy albitit telérből keletkezett „granulit”-gneisz.

Egy középső helyzetű ortogneisz zónát vélt felismerni Baja–Jánoshalma–Tázlár–Túrkeve–Körösszegapáti vonalában, amit északon Izsák–Szank–Biharnagybajom és Hajdúszoboszló elterjedéssel, délen Algyő–Pusztaföldvár környékén para eredetű csillámpala és gneisz kísér. Mindhárom övben vannak migmatites jelenségek és gránit-tömszök, de különösen a középső és az északi övben válnak gyakorivá.

Az Ásotthalom és Kelebia kutatási területen feltárt kristályospalákat az észak-bácskai hasonló kifejlődésű képződményekkel párhuzamosította.

1974: Az L–34–XV. Szeged és az L–34–XVI. Gyula jelű 200 000-es térképlapok magyarázója.

Algyőről 40 fúrás alapján paragneiszet és csillámpalát említett, amfibolit betelepülésekkel, migmatitos és epidotos–kloritos kontakt jelenségekkel; milonitosodással összefüggő diaforitosávokkal.

A pusztaföldvári terület ÉNy-i részén polimetamorf, különböző mértékben kloritosodott gránátos kétcsillámú pala található. A terület középső részén aplit és mikrogránit telérekkel átszőtt turmalinos, gránátos–kloritos csillámpala és gneisz az uralkodó kőzetkifejlődés. Délkeleten a kisebb metamorf fokú képződmények a jellemzők (kloritosodott, földpátos, gyakran albitos csillámpala). A Pf–31 jelű fúrásban epizónás, homokos–durva törmeléken rétegek váltakozásából álló metamorf rétegsort talált.

A battonyai gránit (hercini? bajkái?) hegységképződéshez kötött metamorfózis révén keletkezett, majd felfelé mozgott. Köpenye csak a Battonya–K-i fúrásokban és Végegyháza környékén található meg csillámpalába injektált gránit formájában. Kőzetváltozatai: a központi részen muszkovit–biotit gránit mikroklinnal, egyenletes szem nagysággal. A peremi részekben a gránit dur-

va szem nagyságú, biotitdús xenolitokkal, aplittelérekkel, durbachitos szegélyfáciesű képződményekkel.

1975: Az L–34 – VIII. Békéscsaba jelű térképlap magyarázója.

Fontosabb közettípusok:

1. Enyhén diaforizált gránátos gneisz.

2. Ugyanez, K-metasomatózissal, migmatitos jelenségekkel.

3. Kontaktmetamorf gneisz.

4. Migmatitos amfibolit.

5. Pegmatittelérek.

Területi megoszlás:

Püspökladány: Katakklázos középszemű gneisz.

Szerep: Gránátos biotitgneisz.

Biharnagybajom: Gránátos gneisz, helyenként migmatitos, néhány amfibolit betelepüléssel. Epizónás agyagpala, aktinolitpala.

Füzesgyarmat: Katakklázos gneisz.

Furta–Zsáka: Gránitosodott amfibolit és zöldpala diaforit. Gránitinjekciók.

Körösszegapáti: Ortogneisz. A második metamorf szakaszban gránitosodás, kontakt jelenségekkel, pegmatiterekkel.

1976: Madaras–Kunbaja, Kelebia és Ásotthalom környéki kutatófúrások kristályos képződményeit dolgozta fel személyesen SZEPESHÁZY KÁLMÁN, de az északabbra levő Jánoshalma és Szank környéki fúrások vizsgálati adatait is beépítette feldolgozásába. Megállapította, hogy a metamorfotok valamennyi területen gránátos csillámpala és gneisz, amfibolit betelepülésekkel. A metamorfotok korát prekambriumnak tartotta, amelyet feltehetően variszkuszi diaforézis követett.

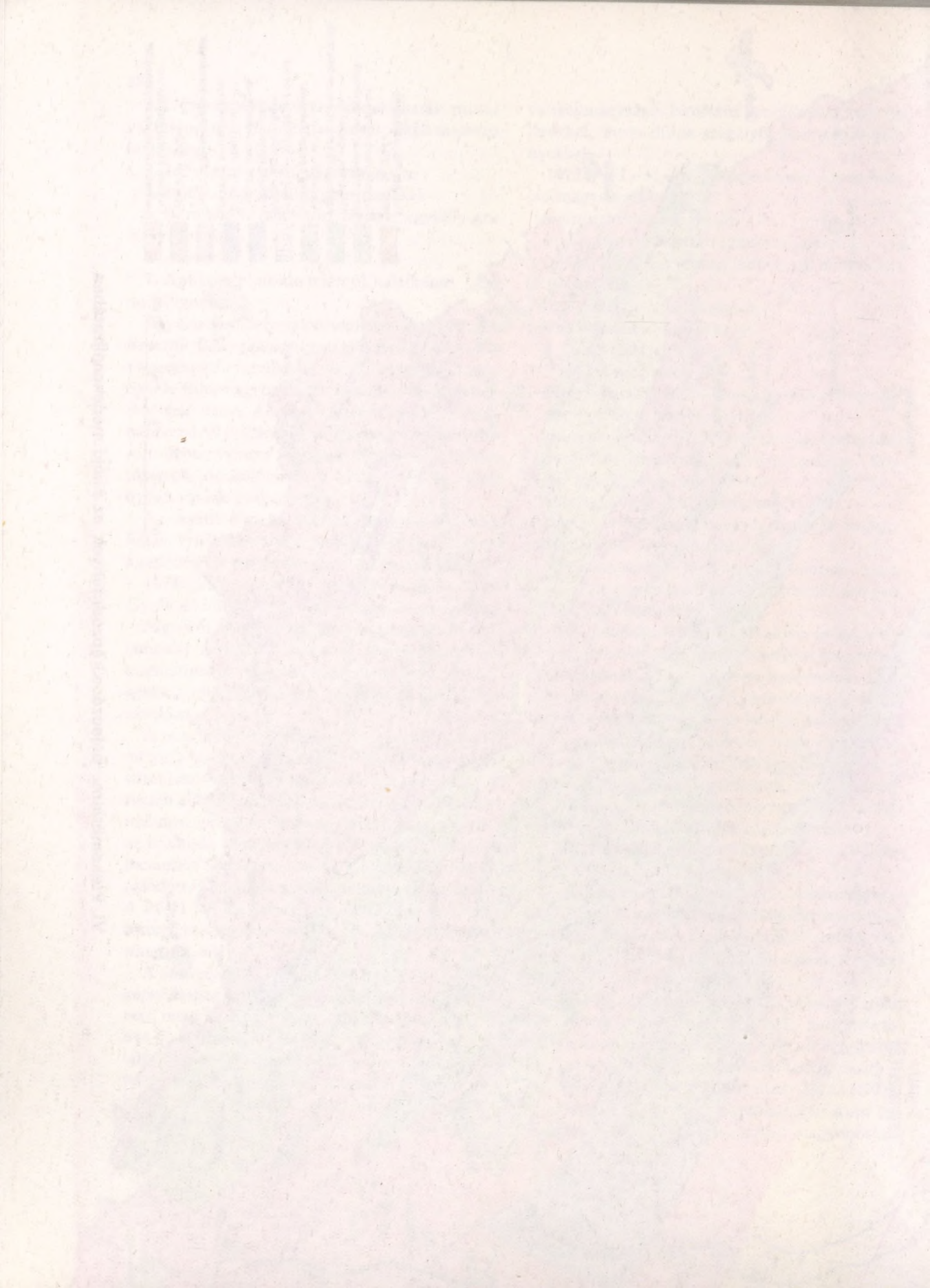
VÖLGYI LÁSZLÓ – SUBA SÁNDOR – BALLA KÁLMÁN – CSALAGOVITS ISTVÁN (1970).

Algyői monográfiájukban a helyenként migmatitosodott és amfibolit betelepüléseket tartalmazó mezozónás gneiszet és csillámpalát említik. Az amfiboliton kívül a metamorf képződményeket para eredetűnek határozták meg.

A kristályos vonulat ÉNy–DK csapása alapján visszatértek ahhoz a nézethez, hogy az algyői terület a Rodope–Pelagóniai masszívum magyarországi folytatását képviseli (a Krajstidák része).

MEZŐSI JÓZSEF – MOLNÁRNÉ FILEP ERIKA (1971).

Az algyői alsópannon alapkonglomerátum kavicanyagának vizsgálata során nagyjából



Abukuma-típusú, zöldpala fáciesű metamorfózis révén kialakult kloritdús kristályospalát találtak. Emellett kisebb mennyiségben Barrow-típusú, amfibolit fáciesű gneiszkavicsot is meghatároztak.

BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ (1971).

A Duna-Tisza-köze déli részének tanulmányozása során megállapította, hogy a Kelebia-Öttömös vonalában húzódó ÉK-DNy irányú diszlokációs öv nagyszerkezeti két részre osztja a Duna-Tisza-köze déli részét. ÉNy-on a Katymár-Madaras-Kunbaja csillámpala-gneisz vonulat a Villányi-zóna DK-i peremét alkotja. DK-en a Kelebia-Ásotthalom-Öttömösi amfibolit betelepüléseket tartalmazó kétsillámú gneisz és csillámpala vonulat pedig már egy másik szerkezeti egységhez tartozik.

BUDA GYÖRGY (1972, 1981).

A Duna-Tisza-köze és a Békési-medence granitoid képződményeinek vizsgálata során az általa bevezetett földpátvizsgálati módszerekkel (triklinitás, Si/Al rendezettség) jelentős új eredményekre jutott. Megállapította, hogy a vizsgált granitoidok színorogén, anatektikus jellegűek.

BALÁZS ENDRE (1973).

Megállapította, hogy a szanki kutatási területen a legtöbb fűrés gránátos biotit-plagioklász gneiszet, helyenként kétsillámú gneiszet, muszkovitos földpátos kvarcitot és kétsillámú palát tárt fel. A terület déli részén az amfibolgneisz, amfibolit, amfibolpala gyakori. Alárendelten kloritos aktinolitpala, valamint fillonitosodott gneisz és kloritpala is előfordul. A metamorfózist szintektonikus gránitosodás kísérte, amelynek terméke a jászszentlászlói porfirós gránithoz hasonlít.

MESZÉNA BERNADETTE (1973, 1976).

Az Öttömös-1 jelű fűrés amfibolitját a szanki amfibolithoz hasonlónak ítélte. Megemlítette, hogy a környező kristályospala összletben másutt nem tártak fel amfibolitot.

1976: A Mezőhegyes-Végegyházai területen talált gránitintrúziót a kristályospala-köpenyben kontakt öv és kontaminációs jelenségek kísérik. Kora a hercininél nem lehet fiatalabb, de lehetséges, hogy bajkáli. A gránit közetváltozatai: 1. Közép- és durva szemű biotitos-muskovitos mikroklingránit. 2. Szürke, apró szemű, biotitban gazdag gránit. 3. Aplit- és pegmatittelérek. 4. Injekciós csillámkvarcit.

CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE (1978, 1983, 1985, 1986)

1978: A Kiskunhalas-Ny területen – MEHNERT migmatitfejlődés értelmezése szerinti – részletes granitoidvizsgálatokat végzett.

1983: Korszerű módszerekkel, széles körben tanulmányozta a Duna-Tisza-köze északi és középső részén kutatófúrásokkal feltárt kristályos aljzat mintanyagát. MEHNERT nevezéktana szerint különítette el a mecseki öv granitoid képződményeit. Vizsgálatai szerint a legtöbb fűrés diatexit állapotban levő gránitot tárt fel.

1985, 1986: A Duna-Tisza-köze kristályos alaphegységének litosztratigráfiai tagolásával (ill. közettani kifejlődésével) foglalkozó munkájában három területi egységet különített el (Kecskeméti, Szanki és Bácska-Csongrádi egység). Megállapította, hogy mindhárom területi egység képződményei számos formációba sorolhatók. A kőzetfajtákat részletesen ismertette, ugyanakkor áttekintést adott más egységek hasonló képződményeiről. Kifejlődésbeli azonosságok alapján bizonyíthatónak tekintette az Erdélyi-középhegység takaróinak az Alföld aljzatában való folytatódását.

BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ – CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE (1985)

A szerzők Nagykőrös környékéről – egyebek mellett – prekambriumi metamorfotokat, ópaleozóos migmatitos gránitot, és – feltevéjük szerint – gránitból erős kataklázos dinamometamorfózis hatására képződött kvarcitot irtak le.

ÁRKAI PÉTER – NAGY GÉZA – PANTÓ GYÖRGY (1975).

A gránátok összetételi zónássága és ásványparagenetikai adatok alapján bizonyították a poli-metamorfózis jelenségét. Szanki csillámpalamin-ta vizsgálata alapján megállapították, hogy a közepes nyomású, almandin-amfibolit fáciesű első progresszív szakaszt második, retrográd (nagy hőmérsékletű zöldpala fáciesű) átkristályosodás követte, amelyet a variszkuszi migmatitos gránitosodással hoztak kapcsolatba.

ÁRKAI PÉTER (1981, 1985–87).

A szanki, a jászszentlászlói és a soltvadkerti terület reprezentatív mintáinak vizsgálata alapján meghatározta a metamorf aljzat kiindulási közetét (uralkodóan „éretlen” homokkő, kevés pelittel, valamint bázisos intermedier vulkanitok és ezek

törmelékét tartalmazó grauwacke). A gneisz–csillámpala és amfibolit–amfibolgneisz kőzetcsoporthoz tartozó metamorf viszonyaira geotermometriai és geobarometriai módszerek alkalmazásával következtettek. Az első, közepes nyomású, amfibolit fáciesű metamorfózist (510–550 °C hőmérséklet és 6,8–8 kbar nyomás), a granitoidok által jelzett hőcentrumok környezetében, kisnyomású amfibolit fáciesű felülbélyegzés érte (550 — 650 °C, 3–5 kbar). A migmatitosodás a második szakaszhoz kapcsolódott. Ebben a munkában fogalmazódott meg először a második (kisnyomású) metamorf szakasz térben változó (részben progresszív, uralkodóan regresszív) jellegére vonatkozó elképzelés.

SZEDERKÉNYI TIBOR (1978, 1979, 1980).

A Duna–Tisza-köze déli részéről, továbbá Kismarja és Mezősas, valamint Sarkadkeresztúr és környéke területéről származó kristályos alaphegységi fúrómagok komplex kőzettani–geokémiai vizsgálatával alapozta meg petrológiai–metamorfotörténeti állásfoglalását.

Vizsgálatai szerint a sarkadkeresztúri kristályos öszlet legnagyobb része diatexit–réteges migmatit, kevés homogenizálódott gránittal a közép-pontban. A peremeken gránátos–staurolitos kétsillámú pala található, amfibolit betelepülésekkel.

Kismarja és Mezősas területén gránátos–szillimanitos kétsillámú palát és gneiszet talált vékony márványbetelepülésekkel. Ezenkívül fillit jellegű kloritpalát, migmatitot, amfibolitot–amfibolgneiszet és metahomokkővet határozott meg.

A metamorfitek kiindulási kőzetei grauwacke típusú homokkő és agyagos–meszes üledékes kőzet, valamint bázikus vulkanitok lehettek. A Barrow típusú metamorfózis két progresszív és két retrográd szakaszból állt.

T. KOVÁCS GÁBOR – KURUCZ BÉLA (1984).

A több száz fúrással feltárt dél-alföldi metamorf és granitoid képződmények egyre korszerűbb módszerekkel végzett vizsgálatának eredményeit foglalták össze; medencealjzat-térképekkel és típusszelvényekkel illusztrált munkájukban.

NUSSZER ANDRÁS (1985).

A Pusztaföldvári szerkezeti egység területén két metamorf formációt határozott meg: a Pusztaföldvári Csillámpala formációt és a Békéssámsóni Amfibolit formációt. Indokolja különállásu-

kat, és részletesen tárgyalja sajátos ásvány–kőzettani kifejlődésüket és metamorfózisuk történetét.

SZILI GYÖRGY (1985, 1986).

A Tiszántúl területén kőzettani felépítés alapján két egységet különített el: az Álmosdi egységet, csillámpala túlsúllyal, és a Körös–Berettyó egységet, gneisz és migmatit uralkodó kőzetkifejlődéssel. Az Álmosdi egységet a bihari autochton Szamos (Someş) sorozatával; a Körös–Berettyó egységben feltárt kristályos képződményeket pedig a Kodru takarórendszer Fenes (Feniş) takarójának Kodru sorozatával azonosította. A két egység határán az Öcsöd–2, Sáránd–I és Hajdúszoboszló–V jelű fúrásokban premezozóos rétegsor alatt mezeozóos képződményeket tártak fel, ami a Kodru takarórendszer Bihari autochtonra való rátelődési övének alföldi folytatását jelenti. A metamorf események kronológiáját az Erdélyi-középhegységre kidolgozott beosztás alapján (BALINTONI 1981, 1983) ítélte meg. E szerint a mezometamorf regionális metamorfózis a bajkái, a gránitosodás a kaledóniai, a zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis a variszkuszi orogenezis idején történt.

2. Az Alföld kristályos aljzatát és a tágabb környezettel való összefüggéseket átfogóan tárgyaló (ábrázoló) publikációk

KÖRÖSSY LÁSZLÓ (1963) Magyarország medenceterületeinek szerkezetföldtani tagolásával foglalkozó munkát jelentetett meg. A szerkezeti egységek közül az Alföld kristályos aljzatát a következők foglalják magukba:

Dráva-medence–Mecsek–Nagykőrösi szerkezeti egység. Főleg csillámpala, palás gránit és gránitgneisz alkotja.

Észak-alföldi szerkezeti egység. A Zempléni-hegység kristályospala képződményeinek folytatását véli a szerző az Alföld északi részének aljzatában.

Tiszántúli szerkezeti egység. Kristályospalából áll, amfibolit alakult bázisos magmatitokkal.

Dél-alföldi szerkezeti egység. Mezozoikum előtti képződményei azonosak a Battonya–Pusztaföldvár magas rögvonulat epi- és mezozónás kristályos paláival és amfibolit alakult bázisos magmaintrúzióival. A metamorfózis után gránit és kvarcporfir törte át ezeket a képződményeket.

KÖRÖSSY LÁSZLÓ (1964) rövid időn belül ismét foglalkozott Magyarország medenceterületeinek földtani felépítésével. A tektonikus eseményeket és az általuk érintett képződményeket négy szerkezeti emeletbe foglalta.

1967-ben jelent meg a Magyar Állami Földtani Intézet kiadásában Magyarország harmadidőszaki medencealjzatának 1 : 500 000-es méretarányú geológiai térképe, amelynek Duna-Tisza közötti részét JUHÁSZ ÁRPÁD, tiszántúli részét SZEPESHÁZY KÁLMÁN szerkesztette.

A medencealjzat-térkép továbbfejlesztett változatát 1987-ben ismét kiadta a Földtani Intézet. 1990-ben tektonikai térképpé történt átdolgozása is megjelent.

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – BUBICS ISTVÁN – JUHÁSZ ÁRPÁD – ORAVECZ JÁNOS – PANTÓ GÁBOR – SZEPESHÁZY KÁLMÁN (1967) szerkesztésében készült el Magyarország első metamorfit térkép-vázlata. Hat ÉK-DNy irányú metamorf régiót különítettek el, amelyek közül kettő az Alföld kristályos alaphegységét is tartalmazza.

A Hernád-vonaltól délre található a szilur kopapala, valamint a bázisos vulkanitok és porfiroidok devon-alsókarbon öve. Ezek a képződmények nagyrészt az Alföld legészakibb, feltáratlan aljzatát alkotják.

A Dél-magyarországi öv amfibolit betelepüléseket tartalmazó mezozoós metamorfitokból, migmatitos képződményekből és granitoidokból áll.

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR (1967) DK-Európa fejlődését bemutató módszertani térkép-vázlatot szerkesztett. Ezen az Alföld kristályos képződményeit a Kaledonidák csoportjába, a Pannóniai köztömeg középső övébe sorolta. Ennek részei: 1. Bajkái granitoidok. 2. Gyengén képviselt ópaleozóos üledékek. 3. Kaledóniai és hercini migmatitok, epi- és mezozónás metamorfitok. 4. Alárendelten perm-mezozoós üledékek.

BALOGH KÁLMÁN és KÖRÖSSY LÁSZLÓ (1968) a KBGA 1 milliós tektonikai térkép magyarországi részét és annak magyarázóját készítették el, a harmadidőszak előtti medencealjzat és pleisztocén előtti fedetlen földtani térkép változatban.

Az Alföld mezozoikum előtti képződményeit a medencealjzat-térképen és a magyarázó szövegében öt tektonikai emeletre tagolták: 1. Felsőpro-

terozói emelet, amely a mezo- és katametamorfitok emelete. 2. Kaledóniai emelet, amelybe a Nagykőrös környéki epimetamorfitok tartoznak. 3. Paleohercini emelet, amelybe a Bükk hegység környéki és a Balaton környéki márványok, alsókarbon mészkövek és fillitek tartoznak. 4. Neohercini emelet, a dél-alföldi kvarcporfir vulkanizmussal. 5. Alpi emelet, felsóperm és alsótriász szárazföldi és fiatalabb tengeri üledékes képződményekkel.

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – JUHÁSZ ÁRPÁD – BALÁZS ENDRE (1969) beszámoltak az 1967-ben szerkesztett metamorfit térkép számos szakember bevonásával és nagy mennyiségű izotópkoradat figyelembevételével történt továbbfejlesztéséről.

A Kárpát-Balkán Geológiai Asszociáció 1 milliós méretarányú tektonikai térképét 1974-ben adták közre. A szerkesztők Magyarország területén a BALOGH KÁLMÁN – KÖRÖSSY LÁSZLÓ (1968) által készített térképek közül nem a medencealjzat-térképet, hanem a pleisztocén előtti alkalmazták, tektonikai átminősítéssel. Ennek következtében az Alföld medencealjzatának szerkezetéből semmi sem látszik a térképen. A térkép-magyarázó azonban a szerzők által pontosított és kissé bővített formában tárgyalja a medencealjzat földtani felépítését.

SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR szerkesztésében 1976-ban jelent meg a KBGA 1 milliós metamorfit térképe, amelynek magyarországi része az 1967-es első változat revíziója alapján 1969-ben készült el.

A metamorfit térkép szerint az Alföld metamorfitjai óbajkái (650 – 1200 millió éves), uralkodóan pelites-pszammitos, alárendelten arkózás, valamint karbonátos üledékekből és bázisos vulkanitokból képződtek. A fő metamorfózis kora variszkuszi, foka uralkodóan epidot-amfibolit, a Tiszántúlon helyenként közepes nyomású amfibolit fáciesű. A térkép a variszkuszi anatektikus granitoidok környezetében migmatitosodást tüntet fel. A polimetamorf aljzaton elvéve, foltokban, eróziós roncsok formájában ópaleozóos pelites-pszammitos litológiájú variszkuszi zöldpala fáciesű képződmények találhatóak (Duna-Tiszaköze). Az Alföld déli részén (Deszk-Ferencszállás) alpi migmatitosodás, másutt alpi, zöldpala

fáciesű retrográd metamorfózis nyomait ábrázolták.

SZALAY ÁRPÁD (1977) az Alföld medencealjzatának kristályos képződményeiről, azok településmódjáról és fejlődéstörténetéről készített átfogó tanulmányt, amelyhez felhasználta jelentős mennyiségű saját vizsgálati adatát is. Véleménye szerint az Alföld prealpi kristályos aljzata két nagy, palingén eredetű, proterozóos gránit vonulattól és azokat szimmetrikusan övező migmatit zónákból, valamint amfibolit betelepüléseket tartalmazó csillámpala és gneisz vonulatokból áll. A gránit vonulatok iránya ÉK–DNy. Az egyik a Soltvadkert–Kecskeméti, a másik a Battonya–Sarkadkeresztúri vonulat. Makó és Szank környékén fiatal (esetleg mezozóos) gránitintrúziókat is említett.

Az elkülönített kristályos képződmények: 1. Biotit–plagioklász gneisz. 2. Muszkovit–biotit–plagioklász csillámpala. 3. Amfibolit. 4. Metatexit. 5. Diatexit. 6. Csillámkvarcit, kloritpala, epidotgneisz. 7. Gránit, albitit, albitgneisz.

Egyéni a metamorf eseménytörténet megítélésé: egy amfibolit fáciesű progresszív szakaszt és egy albitosodással járó retrográd szakaszt mutatott ki. A milonitosodást önálló szakasznak tekintette, úgyszintén a metasomatózist is, amely az epidotos gneiszet, valamint a késő kinematikus granitoidokat (pegmatit, aplit) létrehozta.

JANTSKY BÉLA (1979, 1980) a mecseki kristályos alaphegység földtani monográfiájának elkészítése után – doktori értekezése szellemében – megvizsgálta annak közelebbi és távolabbi kapcsolatait. A Papukkal, a Duna–Tisza köze és a Dél-Alföld kristályos, ill. metamorf képződményeivel, az Erdélyi-középhegységgel, a bácskai–bánáti kristályos aljzattal, a Szerb–Macedón őshegységgel, valamint a Rodope metamorf és granitoid képződményeivel mutatott ki korrelációs kapcsolatot. Az alsóproterozóos geosinklinálisban keletkezett premetamorf képződmények felsőproterozóos mezometamorf átalakulása és gránitosodása a Balkán földtani fejlődéstörténetéből átvett magyarázat. A variszkuszi hatásoknak minimális szerep jut ebben a modellben.

SZEPESHÁZY KÁLMÁN már 1956-ban elkészítette – nagyrészt saját vizsgálatai alapján – az Alföld kristályos aljzatára vonatkozó első, kéziratosszerű

szefoglaló értékelését. Ezután hosszú ideig egyes kutatási területek, ill. nagyobb egységek medencealjzat képződményeinek vizsgálatával foglalkozott.

1973-ban kezdte meg, és 1975-ben folytatta a Kárpátok és az Erdélyi-középhegység, valamint az Alföld mezozoikum előtti metamorf képződményeinek összehasonlító vizsgálatát. A Dunától keletre eső területek metamorfizmusait közéleti kifejlődésük szerint öt csoportba osztotta:

1. A Madaras–Szeged–Pusztaföldvár vonaltól É-ra, a Hajdúszoboszló vonalig olyan metamorfizmusok vannak, amelyek a Kárpátok legidősebb képződményeivel azonosak. Ezek a szlovákiai Jarabá, az erdélyi Szamos és Arada, valamint a Déli-Kárpátokbeli Lainici–Păiuș és Sebes–Lotru sorozatokkal párhuzamosíthatók. Prebajkái almandin, amfibolit fáciesű gneiszek és csillámpalák, amfibolit betelepülésekkel. Az alföldi gránitok és a Vilyvitány környéki gneisz is ide kapcsolódnak.

2. Bajkái kori és kisebb metamorf fokú a Battonyai gránit és palaköpenye. Ezeket a Hegyes–Drócsa Mádrizești sorozatával és a Vepor Kokava sorozatával azonosította.

3. Kaledóniai jelenségek (az Alföldön hiányoznak).

4. A hercini fázist zöldpala fáciesű metamorfizmus képviseli. Ide sorolhatók a Nagykőrös környéki palák, amelyek a Hegyes–Drócsa Păiușeni sorozatával párhuzamosíthatók. A Battonyai kvarcporfir jól azonosítható a Kodru és a Déli-Kárpátok kvarcporfir vulkanizmusával.

5. Az alpi ciklus kapcsán a perm végi süllyedés és az alsótriász általános elöntés a jellemző.

1978-ban és 1980-ban közzétett munkájában a Tiszántúl medencealjzata és az Erdélyi-középhegység (a Munții Apuseni) közötti kapcsolatokat tárgyalja. Megállapította, hogy az Erdélyi-középhegység mobilis öveinek kréta időszaki takarói az Alföld medencealjzatában is folytatódnak:

A Mții Apuseni Szamos (Someș) sorozatának a Tiszántúlon a Hajdúszoboszló, Biharnagybajom, Füzesgyarmat stb. környékén feltárt, gyakran milonitos, helyenként migmatitos paragneisz, csillámpala és amfibolit, valamint az Endrőd, Komádi, Körösszegapáti és Sarkad környékén feltárt ortogneisz, ill. gránitgneisz a megfelelője.

A Battonyai gránit palaburkát valószínűleg a

Szamos, Aranyosbányai vagy Madarsáki (Mădrițești) sorozatok valamelyikével lehet párhuzamosítani.

A Battonyai gránit – megítélése szerint – a Pankota és Galsa közelében felszínre bukkanó granitoidokkal azonosítható. Legvalószínűbben aszszinti (bajkáli) korúak, de lehetnek variszkusziak is.

A Pusztaföldvár, Szeged és Ásotthalom környéki zöldpala fáciesű képződményeket a Biharia és Muncel sorozatokkal tartja egyezőnek.

SZEDERKÉNYI TIBŐR (1980) átfogó összehasonlító munkája a Dél-Dunántúl és a Duna–Tisza köze metamorf fejlődéstörténeti összehasonlításával kezdődött. Megállapította, hogy a Görcsönyi-hátság és a Dráva-medence metamorfizáira jellemző két progresszív és két retrográd szakaszból álló, Barrow-típusú metamorfózis azonos módon jelentkezik a Duna–Tisza-köze déli részén, sőt azon túl, a Tiszántúl területén is.

A metamorfózis előtti kőzetanyag egységesen grauwacke típusú homokkő, agyag, márga, dolomitmárga, mészkő-, ill. dolomitpadokkal, intermedier–bázikus vulkanit betelepülésekkel. A metamorfózis foka a Görcsönyi-hátság területén kissé magasabb (szillimanit izográd: 570–580 °C hőmérséklet és 5,5–6 kbar nyomás), mint tőle keletre (straurolit izográd: 520–530 °C T, 4–5 kbar P). Az első retrográd fázis kloritosodásban és erős kvarc laterálszokréciónban nyilvánult meg mindkét területen. A második progresszív szakasz a Görcsönyi-hátságon almandin övbéli, a Duna–Tisza-közén és a Tiszántúlon szinte egységesen biotit övbéli. Ennek a fázisnak késő kinematikus termékei az apilit, mikrogránit és szienitaplit telérek. A második retrográd szakasz az újpaleozoikumtól a jelenig tart.

A gránitosodás, migmatitképződés az első progresszív szakasz betetőzéseként a Dél-Dunántúlon és a Tisza–Maros szögletében általános jelenség, a Duna–Tisza-köze déli részében azonban nem ismeretes.

Az ófalui típusú metamorfitek a Mecsek-alja vonal Duna–Tisza-közi folytatásának területén s attól északra található. A Mecsek-alja vonallal kapcsolatos nyírás hatására milonit–blasztomilonit keletkezett. Ilyen a Kiskunhalas–ÉK terület blasztomilonitja.

1980-ban az IGCP 5. sz. programja (Varisztikus és prevarisztikus események korrelációja) keretében, a C-jelű geotraverz (Dubrovnik–Belgrád–Szeged–Kassa) magyarországi szakaszának 1 milliós méretarányú sávtérképét, a jelenlegi szerkezeti és települési viszonyokat, a deformáció történetet bemutató szelvényeket, valamint a paleozoikum különböző időpontjaira vonatkozó palinszpasztikus szelvényeket készített. 1981-ben ugyanebben a témában a korreláció elősegítése érdekében magyarázóval ellátott jellemző rétegzolpokat szerkesztett.

1981-ben az Alföld mezozoikum előtti képződményeinek regionális tagolására jelölt ki azonos fejlődéstörténetű tektonikai egységeket, majd 1982-ben a Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának litosztratigráfiai egységekre bontását végezte el.

Az 1981-ben készült átfogó földtani megismeréstörténet, az 1983-as „Összefoglaló földtani jelentés az Alföld kristályos alaphegységének tudományos vizsgálatáról”, az 1984-ben benyújtott és megvédett akadémiai doktori értekezés az Alföld kristályos aljzatának egészére kiterjedő nagyszabású munkásság mértékadó eredményei. Munkámban ezekre az eredményekre meghatározó mértékben támaszkodtam. SZEDERKÉNYI professzor sokoldalú segítő közreműködését ezúton is megköszönöm.

ÁRKAI PÉTER, NAGY GÉZA és DOBOSI GÁBOR (1985).

A litológiai és metamorf fejlődéstörténeti eredményeket összevetve hasonlóságot mutattak ki a Somogyi- és a Dráva-medence, valamint a Duna–Tisza-köze középső része (Kiskunhalas–ÉK–Tázlár–Szank–Jászszentlászló) és a Tiszántúl (a Derecskei-süllyedék környezete) metamorf képződményei között. Következtéseik alapját a koegzisztens ásványgyűttesek elemmezés arányain alapuló geotermometriai és geobarometriai számítások képezték. Az első, progresszív (prehercini vagy idős hercini) esemény közepes nyomású almandin–amfibolit fáciesű volt (14–27 °C/km), amelyet egy kis (< 5 kbar) nyomású, a hercini szín- és késő kinematikus granitoid magmatizmussal összefüggő, részben retrográd, részben progresszív felülbélyegzés követett. Helyenként a második szakaszt milonitosodás előzte meg.

BALÁZS ENDRE – CSEREPESESNÉ MÉSZEANA BERNADETTE – SZILI GYÖRGYGNÉ – NUSSZER ANDRÁS (1985, 1986).

A közzetani kifejlődés, a metamorf állapot és történet, valamint a takarók lefutása alapján kísérletet tettek az Alföld és az Erdélyi-középhegység metamorf képződményeinek azonosítására. Meg egyező vonásokat találtak az „Álmosdi egység” és a Bihari autochton, valamint a „Szanki” és „Körös-Berettyó egység”, valamint a Kodru takarórendszer kristályos képződményei között. Bizonytalanak tekintették a Bácska–Csongrádi, Pusztaföldvári és Battonyai egység Biharia takarórendszerrel való kapcsolatát; bár az algyői kloritpala és albitgneisz – megítélésük szerint – mindenképpen a Biharia takaró Biharia sorozatának képződményeivel azonosítható.

(A kiemelkedő munkásságú kutatók arcképe ebben a fejezetben sajnálatosan azért hiányzik, mert csak hiányosan tudtam azokat megszerezni.)

Elterjedés, település, tagolás

Az Alföld kristályos aljzata a Tiszai nagyszerkezeti egység (Tiszai mikrolemez) középső részét alkotja. Keleten az Erdélyi-középhegység, északkeleten a Zempléni szerkezeti egység kapcsolódik hozzá. Északnyugaton a Közép-magyarországi vonal határolja. Nyugat felé a Dél-Dunántúl és azon túl – a Moslavačka Gora kivételével – a szlavóniai szigetegységek területe jelentik szerkes folytatását. Délen a jugoszláviai és a romániai Dél-Alföldben folytatódik, egészen a Tiszai nagyszerkezeti egység határát képviselő Marosmenti–Dél-bácskai–Száva-menti ofiolitos övig.

Az Alföld kristályos aljzata Magyarországon – a mezozoikummal és paleogénnel fedett területek nélkül – mintegy 14 000 km² nagyságú, amiből egyetlen m² sincs a felszínen. 1943 óta – amikor először érték el a kristályos medencealjzatot – kutatófúrások százai hatoltak az Alföld aljzatát felépítő prekambriumi és paleozóos képződményekbe. Sok mindent tudunk ezekről a képződményekről, mindenekelőtt amit a közel kétszáz idevágó publikáció tartalmaz. Alapvető jelentőségük az egyes kutatási területek mintaanyagának és vizsgálati adatainak egyre fejlettebb módszerekkel és szemlélettel készült feldolgozásai. Ezek

tették lehetővé a regionális szintézisek elkészítését és az első összehasonlító tanulmányok megírását a szomszédos területek prekambriumi–paleozóos képződményeivel. A megismerés érdemleges folytatása is ezen az úton lehetséges.

A polimetamorf prekambriumi és paleozóos képződmények jól elhatárolódnak a felettük települő mezozóos–harmadidőszaki medencebeli képződményektől. Csak a gyér permokarbon mollassz és a bizonytalan ópaleozóos–alsókarbon képződmények jelentenek rétegtani besorolási problémát.

A kristályos medencealjzat morfológiája erősen tagolt. Mélysége a felszín alatt 300 m-től 5000 m-t is meghaladó mélységig terjed. Hátságok, gerincek, rögök, rögvonulatok, árkok és süllyedékek tagolják. A tagolt morfológia mindenekelőtt az erős tektonizáltság következménye. Több nagy hegységképződési időszak (bajkái [cadomi], variszkuszi, alpi) hatása tükröződik a szerkezeti felépítésben.

Az Alföld kristályos képződményeinek tárgyalása annak a feltevésnek az elfogadásával történik, hogy a közepes fokú regionális metamorfózist szenvedett gneisz–csillámpala–amfibolit összlet, a Tiszai mikrolemez többi részével együtt, az Európai lemez DNy-i peremén a bajkái (cadomi) orogén idején, alapvetően azonos módon keletkezett. (A kaledóniai orogén tektonikai emeletként sem az üledékképződés történetében, sem a szerkezetalakulásban nem tükröződik markánsan; nem ennek a régióknak a nagyszerkezetét alakító lemeztektonikai tényező. A kristályospala összlet korai variszkuszi orogén fázishoz kötődő tektonometamorf eredete és annak egy következő fázisban történt ultrametamorf továbbfejlődése reális alternatíva. Ez azonban csak a tágabb környezettel alapvetően megegyező, ill. konzekvens nagyszerkezeti [„globális”] fejlődéstörténetben lehetséges. A Tiszai nagyszerkezeti egység környezetében pedig – a jelenlegi megítélés szerint – inkább prekambriumi, mint variszkuszi kristályospala tömegek dominálnak.)

A variszkuszi ultrametamorfózis (migmatitosodás és gránitosodás), egyidejű zöldpala fáciesű progresszív és retrográd metamorfózissal, nem általánosan, de széles körben elfogadott álláspont. Emellett szól, hogy a prevariszkuszi események

korának meghatározásában szinte használhatatlan izotóp-geokronológiai adatok a variszkuszi eseményektől kezdődően elfogadható szórást mutatnak.

A szerkezeti övek (Mecseki, Villány-Bihari, Békés-Kodru) regionális tárgyalási keretként történő használatát a földtani képződmények azokon belül megegyező kifejlődése, és a szerkezeti övek tisztai nagyszerkezeti egységet átfogó jellege indokolja. Fontos szerepet játszik ebben az a körülmény, hogy az alpi mezozoos csapások egybeesnek a variszkuszi és prevariszkuszi (bajkái-cadomi) irányokkal. (VI. melléklet)

A tárgyalási keret következő lépcsőfoka is regionális jellegű: kutatási területek, ill. azok regionális egységekbe összefogott csoportjai szerint alakul; és a területi egység földrajzi neve mellett szereplő „összlet” kategória használata is csak informális jellegű. Nem felelnek meg a nemzetközi rétegtani osztályozási irányelveknek a Magyar Rétegtani Bizottság Paleozoos Rétegtani Albizottságának heterogén formációi sem. Ennek oka az irányelvek szerint definiált összletek, formációcsoportok és formációk kialakulatlansága és kialakításuk rendkívüli nehézsége. Az adott helyzetben a regionális (szerkezeti) egységekben történő tárgyalás a járható út, és ez teszi lehetővé az áttekinthető tárgyalást is.

A nemzetközi rétegtani osztályozási irányelvek szellemében, a regionális földtani munka korszerű építőelemei a sajátos kifejlődési jegyek alapján definiált, a földkéreg felépítésében jelentős szerepet játszó (térképezhető), időben és térben lehatárolható formációk. Az Alföld kristályos aljzatának formációkra tagolását az elkülönítést lehetővé tevő egyedi vonások kiemelésének nehézségei, az

időbeni és térbeni lehatárolás bizonytalansága akadályozzák. A probléma megoldását csak a témával foglalkozó szakemberek további mélyreható-elemző munkája oldhatja meg. Segítheti a nehézségek áthidalását annak figyelembevétele, hogy a formáció alapvető litológiai karaktere bizonyos mértékig lehet összetett is, pl. az elhatárolhatatlanul együtt fellépő gneisz és csillámpala, valamint a migmatit (különösen a diatexit) és gránit esetében. A formáció részének tekinthetők (esetleg tagozatnak vagy rétegtagnak minősíthetők) az alárendelt szerepű kőzetváltozatok, betelepülések (márványpad, amfibolit). Nem akadály a formáció kialakításában a részek egymástól elszigetelt, távoli előfordulása; sőt kívánatos a formáció definiált kritériumainak megfelelő képződmények minél szélesebb körű felkutatása. A retrograd metamorfózis képződményei és a tektonitok is, ha elvesztették eredeti litológiai karakterüket, és jelentős (térképezhető) kiterjedésűek, önálló rétegtani egységként kezelhetők. A formációkat egymás között hézagtalan illesztéssel kell kialakítani. Az eltérő korú képződmények nem foglalhatók egy formációba. A formáció földrajzi neve településnév, amely a sztratotípus-feltárássra vagy területre utal. Kerülni kell a településnevek ismétlődését. A jelenleg használt nevek közül több – általában tagozat helyett formációként kezelve – jól megfelel a hivatalos formációelnevezés követelményeinek (Ebesi Csillámpala, Pusztaföldvári Csillámpala, Szeghalomi Amfibolitgneisz, Békés-sámsoni Amfibolit, Battonyai Gránit, Tázlári Karbonátfillit).

Jelenleg csak az eddigi gyakorlat némi korrekciójával szerkeszthető informális rétegtani áttekintés. (13. táblázat)

A Mecseki szerkezeti öv kristályos képződményei

A Duna-Tisza-köze középső részén, Bajától kissé északra, Dunaújvárosig terjedő szélességben, átlósan ÉK-i irányban Kecskemét, Cegléd, Jászladány területéig nyomozható a töréses-gyűrt szerkezetű Mecseki öv, amely Nagykőröستől ÉK

felé fokozatosan a Szolnoki „Flis” alá merül. Északon a Közép-magyarországi vonal, délen a Villány-Bihari öv északi, kristályos képződményekből álló tektonikus frontja határolja. Nyugaton a Dunán túl a Mecseki öv névadó szakasza

13. táblázat Az Alföld kristályos aljzatát alkotó képződmények informális rétegtani táblázata

A Mecseki szerkezeti öv kristályos képződményei

Csillámpala és gneisz

Migmatit és gránit (Mórágyi Gránit formáció)

A Villány – Bihari szerkezeti öv kristályos képződményei

Jászszentlászlói Metamorfit összlet

Gneisz, csillámpala és amfibolit betelepülésekkel

Migmatit és gránit

Milonit

Tázlári Karbonátfillit formáció

Körösi metamorfit összlet

Gneisz, csillámpala és amfibolit betelepülésekkel

Szeghalomi Amfibolgneisz formáció

Migmatit és gránit

(Kismarjai szerkezeti részegység)

Ebesi Csillámpala formáció

A Békés – Kodru szerkezeti öv kristályos képződményei

Kelebia – üllési metamorfit összlet

(Kelebiai Kristályospala formáció)

Algyő – Ferencszállási metamorfit összlet

Gneisz, csillámpala, amfibolit

Diafторitok és progresszív zöldpala fáciesű képződmények

Migmatit, gránit

Pusztaföldvár – Battonyai metamorfit összlet

Pusztaföldvári Csillámpala formáció

Békéssámsoni Amfibolit formáció

Kristályospala a battonyai területen

Battonyai Gránit formáció

Sarkadkeresztúri metamorfit összlet

Csillámpala, gneisz, amfibolit

Migmatit és gránit

kapcsolódik hozzá. A Mecseki öv Duna–Tisza közötti területén – meglehetősen egyenlőtlen eloszlásban – mintegy 50 kutatófúrás tárta fel a kristályos medencealjzatot. A földtani felépítés csak vázlatosan körvonalazható.

Csillámpala és gneisz

A Dunaújváros Szt-1, az Újszil-2 és a Jászladány Jász-1 jelű fúrások adatai alapján arra következtethetünk, hogy a Mecseki öv északi szegélyén prehercini amfibolit fáciesű kristályospala (csillámpala és gneisz) sáv húzódik. Mezometamorf kristályospalára utaló adatokat ismerünk Soltszentimréről és Kecelről is. Diaforitos csillámpalát harántolt az Izsák Iz-1 jelű fúrás. A lepidoblasztos szövetű kőzet ásványos elegyrészei: ortoklász, plagioklász, kvarc, muszkovit, biotit, továbbá apró gránát, apatit és epidot. A Törtel Tö-9 jelű fúrás 1677 m-től 1739 m-ig bizonytalan korú breccsában haladt, amely gneisztörmelékéből állt. A szögletes közettörmelék közeli eredetre utal.

Migmatit és gránit

A Mórággyi Gránit ÉK-i irányban Pörböly és Tolna szélességében az Alföld aljzatában folytatódik. Délnyugaton Miske, Kecel, Soltvadkert vonalában; északkeleten a Soltszentimre, Izsák, Kecskemét, Nagykőrös, Újszilvás (Cegléd) vonulatban ismerjük feltárásait. Közben a Mecseki szerkezeti övet átlósan harántolja, és Kecskemét-től kezdve, annak északi oldalán folytatódik. A gránitvonulat 1200–1400 m mélységben található neogén képződmények alatt. Északnyugati oldalán széles migmatit öv, délen keskenyebb katalázitos migmatit öv húzódik. A központi gránit öv nagyobb részét gyengén homogenizálódott, egyenetlen szemnagyságú diatexit.

A Miske Mis-2 jelű fúrásban (744–802 m közötti mélységben) vöröses színű, biotitdús, mikroclin nélküli diatexitet, a Mis-3 jelű fúrásban (944–958 m között) vörös, katalázitos, mikroklingránitot harántoltak.

A Soltvadkert Sol-1 jelű fúrás – közel 100 m

vastagságban – vörös K-földpátot és fehér plagioklász, valamint kvarcot, biotitot és kevés muszkovitot tartalmazó rózsaszínű porfiros mikroklingránitot tárt fel. JUHÁSZ ÁRPÁD vizsgálatai szerint az ásványos és kémiai összetétel egyaránt a mórággyi és a kecskeméti gránittal való szoros kapcsolatra utal.

A kecskeméti gránit szürke–vörösszürke színű, apró és középszemű kőzet, helyenként 1–2 cm-t is elérő porfiros földpátbeagyazásokkal. Szabad szemmel felismerhető elegyrészek a víztiszta, fehér vagy halványrózsaszínű földpát, a szürke kvarc és a fekete, ill. zöldesszürke, néhol sávokban–csomókban feldúsuló biotit. Gyakoriak a vékonyabb–vastagabb aplittelérek.

Vékonycsiszolatban a víztiszta földpátok ép, üde mikroclinok és ortoklászok. A fehér és rózsaszínű földpátok szericitesedett ortoklászok és sűrűn ikerlemezes oligoklászok. A porfiros beagyazások mikroclinok. A saját alakkal nem rendelkező kvarckristályok víztiszták, és erősen unduláló kioltásúak. Mirmekites kvarc–földpát összenövés is előfordul. A biotit üde, halványsárga–vörösbarna, esetleg zöldesbarna színben erősen pleokróos vagy kifakult elszintelenedett kristályokat alkot. Járulékos elegyrész az apatit és a cirkon.

Ásványtani összetétele alapján a kecskeméti gránit biotitos, plagioklászos mikroklingránit karakterű.

Nagykőrös környékén a Nk-6, NkÚ-2, NkÚ-4 és NkD-1 jelű fúrások harántoltak gránitot. Makroszkóposan vörösszürke, egyenetlen szemnagyságú kőzet, 0,5–2 cm nagyságú vörös és fehér foltos plagioklászbeagyazásokkal, üvegfényű, lilás mikroclinokkal, és változó mennyiségű biotittal. Rosszul homogenizálódott és igen gyakoriak benne az 1–2 cm szélességű, élesen elhatárolódó aplittelérek.

Mikroszkópos vizsgálattal megállapítható volt, hogy a plagioklász szabálytalan alakú vagy izometrikus, változó mértékben szericitesedett, ikermentes vagy vékony poliszintetikus ikerlemezekből áll; esetenként a kvarccal mirmekites összenövésben figyelhető meg. Vörös színe a vékonycsiszolatokban is feltűnő. Összetétele An = 18–28% közötti. A K-földpát nagysága néhány tized mm-től több cm-ig terjed. Zárványként az összes többi

ásvány megfigyelhető benne. Általában pertites. Az apró kristályok jellegzetesen ikerlemezesek.

Az ásványkiválás sorrendje: az első generációban plagioklász–kvarc–biotit–(ortoklász?), a másodikban mikroklin–kvarc–(albit?) képződött.

A réteges migmatit (metatexit) mintegy 3 km széles övet alkot a gránitvonulat (diatexit) ÉNy-i oldalán; a csillámpala–gneisz öv és a gránit között (Solti–2, Iz–2, Újszil–3). Paleoszom és neoszom sávok váltakozásából áll, szerkezetét erős tektonikus hatások alakították ki. A leukoszom „rétegek” ásványtani összetétele: kvarc–ortoklász–mikroklin, ± hornblende. Járulékos elegyrész az apatit.

Kívánatos lenne, hogy a mértékadó szakemberek véleménye szerint a Mecseki szerkezeti öv dél-dunántúli és Duna–Tisza-közi szakaszán genetikai és közettani kifejlődési egységet alkotó variszkuszi granitoidokat (a réteges migmatittól az utómagmás képződményekig bezárólag), a szakmai gyakorlatban általánosan litosztratigráfiai egységként Mórágyi Gránit formációnak (vagy komplexumnak) nevezzék.

Amfibolit

A Miske Mis–1 és Mis–2 jelű fúrásban ismeretlen kiterjedésű amfibolitot harántoltak. A gránittal való kapcsolata feltehetően tektonikus. A bátaapáti Köves-patak völgyében feltárt tektonikus közbeékelődéshez hasonlítható. A geofizikai adatok szerint a Mecsekalja tektonikus övben Ófalunál kezdődő mágneses anomália Alsónána–Őcsény vonalában Miskéig követhető.

Sötét olajzöld színű, finom szemcsés, részben kloritosodott, könnyen töredező kőzet. Nematoblasztos, esetenként blasztofitos szövétű. Túlnyomórészt hornblendéből és plagioklászból áll. Viszonylag gyakori elegyrész a titanit (leukoxén), és epidot is előfordul benne. Jellemző ásványparagenézis: hornblende–plagioklász/An_{45–60}/–klorit–kvarc–titanit–epidot–apatit.

Rétegtani kapcsolatát nem a prekambriumi kristályospalában betelepülésként jelen lévő amfibolit képviseli, hanem az Ófalui formáció ópaleozóos bázikus vulkanit eredetű amfibolitja.

A Villány–Bihari szerkezeti öv kristályos képződményei

A Villány–Bihari szerkezeti öv északon a Szolnoki „Flis” övre és a Mecseki szerkezeti öv mezozóos rétegösszletére pikkelyeződött rá. A szerkezeti öv déli határát a Békés–Kodru öv takarófrontja képezi. A kristályos képződmények Baja környékén mezozóos képződmények alá süllyednek. A Villány–Bihari szerkezeti egység Duna–Tisza közötti kristályos medencealjzata a Jászszentlászlói területi egység, ill. informális megjelöléssel a *Jászszentlászlói metamorfittal összlet*. A Jászszentlászlói területi egységet ÉK felé ismeretlen aljzatú mélymedence választja el a Szarvas–Szeghalom–Biharugra, valamint Öcsöd–Mezőtúr–Püspökladány–Hajdúszoboszló–Nyírábrány vonal közötti Körös–Berettyó területi egységtől

(*Körös-i metamorfittal összlet*). A két terület kristályos aljzata alapvetően egységes felépítésű: bajkálai (cadomi) Barrow típusú, amfibolit fációs gneisz–csillámpala, amfibolit–amfibolitgneisz betelepülésekkel, a gneisz túlsúlyával; a migmatitosodás és K–metaszomatózis széles sávjával, kis gránit-előfordulásokkal. Északkeleten Romániából Magyarországra húzódik át a Kismarjai szerkezeti részegység. Elterő kifejlődésű (a csillámpala túlsúlyával, kevés amfibolit betelepüléssel, gránitosodás nélkül) a terület északi – Püspökladány–Álmosd közötti – része. Az egész területen erőteljes, ismételt szerkezeti igénybevételre utal a milonitos zónák, a szerkezeti és morfológiai tagoltság, valamint a fel- és rátolódások gyakorisága.

Jászszentlászlói metamorfit összlet

Gneisz, csillámpala és amfibolit betelepülésekkel

A Jászszentlászlói metamorfit összlet túlnyomórészt gneisz kőzetfajtákból áll, amelyek Pálmónostora–Jászszentlászló környékén erősen migmatitosodtak, sőt gránittá (diatexitte) alakultak; Jánoshalmán és Sükösdön gyengén, Szankon szelektíven migmatitosodtak. Tázlaron, Kiskunhalas Ny-on és ÉK-en migmatitosodás nélküliek. A csillámpala litofációs alárendelt szerepű. Jelentősek viszont az amfibolit–amfibolgneisz betelepülések, különösen Szank területén. Jellemző a gneisz–amfibolit átmenet is, amfibolgneisz formájában. A fő kőzetfajták a következők:

Kétsillámú gneisz. Szürke, általában palás, néha kissé gyúrt, gyakran milonitosodott, és rendszerint kisebb-nagyobb mértékben kloritosodott. Gyakori jelenség a K-földpát blasztézis, de gránát porfiroblasztok is előfordulnak. Granoblasztos szövetű, gyakran lepidoblasztos, ritkábban porfiroblasztos beütéssel. Jellemző ásványparagenezis: kvarc, plagioklász (An_{18–30}), ± káliföldpát, biotit, muszkovit, ± staurolit, ± klorit. Járulékos ásvány az apatit és a kalcit.

Ez a kőzetfajta a terület alapvető metamorfitja, amelyben a csillámpala, az amfibolit és amfibolgneisz betelepüléseket alkot. Ez migmatitosodott, és alakult helyenként gránittá. Az egész területen jelen van Érsekcsanádtól Felgyőig. Hatalmas redővonulatot alkot, amelynek tengelyzónájában húzódik a Jászszentlászló–Pálmónostora diatexit zóna. Északi szárnya Szanknál kiszélesedett, és tektonikusan feldarabolódott (foltokban jelentkezik migmatitosodás és gránitosodás).

Muszkovitgneisz. A kétsillámú gneiszből keletkezett pneumatolizissal (?) vagy hidrotermális átalakulással. Tektonikusan mindig igénybe vett kőzet. Földpátjai rendszerint kaolinitesedtek.

Biotitgneisz. Sötét szürkésbarna, ha porfiroblasztokat is tartalmaz rózsaszínű vagy szürke foltos. Csak elvétve található kőzetfajta. Ásványparagenezisében és szerkezeti–szöveti jellegeiben is a kétsillámú gneiszhez hasonlít.

Kétsillámú pala. Alárendelt szerepű, vékony betelepüléseket alkot a kétsillámú gneiszben. Középszürke, kítűnően palás, lepidoblasztos szövetű, gyüredezett szerkezetű. Esetenként harántpalásság is megfigyelhető. Néha gránát, elvétve staurolit, gyakrabban káliföldpát porfiroblasztokat tartalmaz, amelyek mérete a 0,5 cm-t nem haladja meg. Jellemző ásványtársulás: kvarc, plagioklász (An_{17–30}), ± káliföldpát, biotit, ± gránát, ± staurolit, ± klorit. Járulékos ásvány az apatit és a kalcit.

Amfibolit–amfibolpala. Sötét szürkészöld színű, selymes fényű, rideg, nagy keménységű egyenmű, vagy finoman sávos kőzetfajta. Nematoblasztos szövetű, néha milonitos szerkezetű. 2–3 m vastagságú betelepüléseket alkot a kétsillámú gneiszben. Jellemző ásványtársulás: hornblende, plagioklász (An_{30–60}), ± kvarc, ± gránát, ± klorit. Járulékos ásvány a titanit, az ilmenit és az apatit.

Amfibolgneisz. Egyes amfibolitpadok fokozatos átmenetét alkotja a gneisz felé. Feltehetően tufitos premetamorf kőzetanyag átalakulásából keletkezett. Gyakran tartalmaz gránát porfiroblasztokat. Jellemző ásványparagenezis: kvarc, plagioklász (An_{20–60}), hornblende, biotit, ± muszkovit, ± gránát, ± klorit. Járulékos ásványok: apatit, ilmenit, titanit.

Az amfibolit–amfibolgneisz nagyobb gyakoriságú, együttes előfordulása a Szank–26 jelű fúrás környékére korlátozódik, mintegy 2–3 km² területre, ahol mintegy 100 m vastagságú tagozatot alkot. A viszonylagos gyakoriság ellenére az amfibolit nem alkot összefüggő tömeget.

A Jászszentlászlói kristályospala metamorfózis előtti fő kőzetkifejlődése a grauwacke volt, kevés pelites betelepüléssel. Annál gyakoribb volt viszont a szinszediment intermedier és bázisos lávafolyás, tufa és tufitképződés.

ÁRKAI PÉTER geotermikus és geobarometrikus vizsgálatok alapján a gneisz prehercini, regionális metamorfózisának hőmérsékleteként 550 °C-t és 6,9 kbar nyomást határozott meg. Ezek az értékek az amfibolit esetében 510–550 °C-nak és 6,8–8 kbar nyomásnak adódtak.

Migmatit és gránit

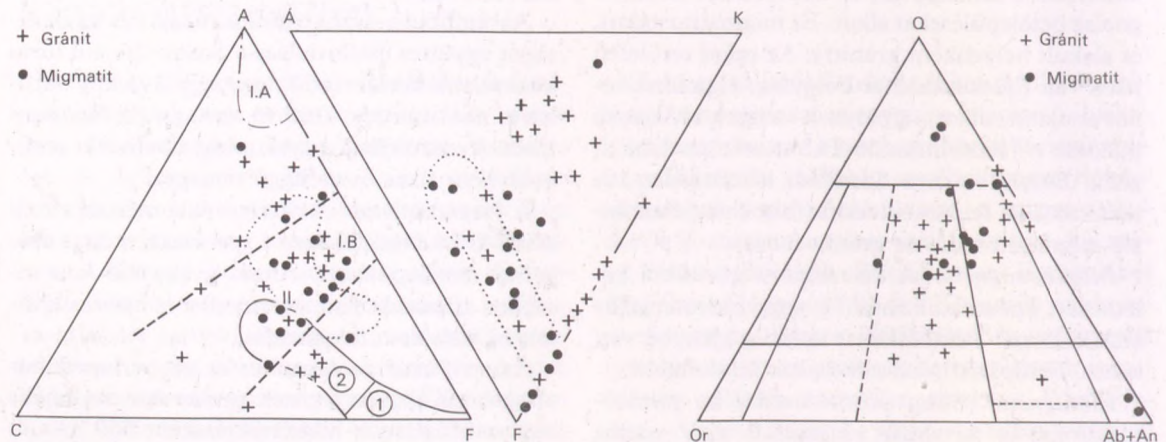
A *migmatit* elterjedt képződmény; mindenekelőtt a Jászszentlászló–Pálmonostora redő tengelyzónájában. Sükösdön és Jánoshalmán porfiroblasztos–káliföldpátos gneisszel együtt uralkodó közettípus. Réteges migmatitként megtalálható Jászszentlászlón és Szankon, diatexitként Jászszentlászlón. A Kiskunhalas Kiha–DNy-1 jelű fúrás rétegsorában amfibolit, a Kiha-4 jelű fúrás területén muszkovit–biotit paragneisz migmatitosodott. A leukoszom sávosan és foltoszerű átszövések alakjában fejlődött ki; földpát, kvarc és muszkovit alkotja. A melanoszom főleg kloritosodott biotitból áll. A Jánoshalma Jh-6 jelű fúrás rétegsorában zöldesszürke, kloritosodott biotitgneisz tartalmaz vöröses ortoklász tartalmú részeket. A migmatitzónába sorolható a Kiha-ÉK-3 jelű fúrás környezete is, ahol a szürke biotitos paragneiszet szötte át a vörös foltos, túlnyomórészt ortoklászból álló leukoszom.

A *gránit* Jászszentlászló és Pálmonostora között mintegy 25–30 km csapáshosszban és 3–4 km szélességben nyomonkövethető a területi egység ÉK-i részén. Szankon 1 km²-nél nem nagyobb foltokban található, ahol a metamorfózis idején a helyi hőmaximum volt. Szürke színű, inhomogén felépítésű, diatexit jellegű képződmény. Szankon fóliált textúrájú és granodiorit összetételű kő-

zetkifejlődés is található, a káliföldpát mellett oszlopos plagioklászokkal. A STRECKEISEN (1975) féle háromszögdiagramban (MIELKE – WINKLER [1979] mezonormás közetszámítási módszerét használva) a megvizsgált gránitok nagy része a monzogranit–granodiorit mezőben van (CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE). Jellemző ásványtársulás: kvarc–ortoklász–mikroklin–plagioklász (An_{5–8})–biotit. Járulékos ásványok a cirkon és az apatit.

A Jászszentlászlói összlet granitoidjainak premetamorf kőzetkifejlődése igen heterogén. A vizsgálati adatok nagy szórást mutatnak. A legtöbbjük homokkő, agyag és márga eredetű, ugyanakkor az amfibolit betelepülések andezit, ill. nagy karbonáttartalmú márga átalakulásából származhatnak.

A metamorfózis története során a migmatitosodás kezdetét a plagioklászok porfiroblasztosodása jelenti. Albit–oligoklász képződött, ami a hőmérséklet emelkedésével zónásodott. A hőmérséklet csökkenésével ortoklász és végül mikroklin keletkezett. ÁRKAI PÉTER a gránitosodás fizikai viszonyainak vizsgálata során megállapította, hogy a gránittá válás az erősen megnövekedett hőmérsékletű területeken gyengén csökkenő nyomás mellett következett be: kis–közepes nyomástartományú, nagy hőmérsékletű rendszerben; az első amfibolit fáciesű regionális metamorfózisnál lé-



118 A Jászszentlászlói (Szanki) metamorfit összlet granitoidjainak Winkler (1976) diagramja (Cserepesné Meszéná B.)

119 A Jászszentlászlói metamorfit összlet granitoidjainak Streckeisen (1975) diagramja (Cserepesné Meszéná B.)

nyegesen fiatalabb tektonofázisban. A második átkristályosodási szakasz a gránitosodási hőcentrumokban az első szakaszhoz viszonyítva progresszív (nagyobb hőmérsékletű), míg a hőcentrumoktól távolabb retrográd jellegű volt.

Milonit

Kisebb-nagyobb mértékű milonitosodás általános elterjedésű az Alföld kristályos medencealjazatában. Egyes helyeken, így Kiskunhalason és Tázlárán is a tektonikus metamorfózis olyan erőteljes volt, hogy a kristályos képződmények elvesztették eredeti kőzettani kifejlődésüket és tektonitá alakultak. Az átalakulás foka szerint a következő kategóriákba sorolhatók:

– A milonitosodás nyírásos erőhatásra végbenő képlékeny deformáció. Az átalakulás első fokozatában a kristályos képződmények ásványos összetételében nem következett be lényeges változás; inkább csak a kőzet szerkezete és szövete változott meg: porfiroklasztos milonit keletkezett. Az eredeti kőzet reliktumai jól felismerhetők; ezek kisebb-nagyobb csomók lencsék formájában helyezkednek el a felmorzsolts, apróra zúzott kőzetanyagban.

– Hosszú ideig tartó egyenletes nyomás esetén az eredeti kőzet jobban felmorzsolódott, és az előbbinél apróbb szemű, sötétebb színű, dinamofluidális szerkezetű, porfiroblasztok nélküli, makroszkóposan tömöttnek látszó milonit jött létre.

– Szélsőséges milonitosodás esetén 10 μm -nél kisebb kvarc-, szericit- és kalcitpikkelyekből álló ultramilonit keletkezett.

– Egyirányú erős nyomás esetén a szericitcsiszorított kőzetfajták palásodtak. Színük általában sávosan változó, az elkülönült szericit- és kvarcpásztáknak megfelelően (fillonitos milonit).

– Ahol a milonitosodást nagyobb fokú átkristályosodás kísérte, blasztomilonit jött létre.

A retrográd milonitosodás nem érte el a biotit izográdot ($< 450^\circ\text{C}$). Az átalakulás az anchi- és epizóna határának megfelelő hőmérsékleten ($270 - 380^\circ\text{C}$) történt, és annak megfelelő átkristályosodással járt.

Tázlári Karbonátfillit formáció

Kiskunhalas ÉK és Tázlár területén több kis foltban található képződmény. Az 1–2 km^2 nagyságú, eróziótól megkímélt foszlányok a tektonikailag erősen igénybe vett kristályos aljzat (blasztomilonit, milonit) felett, ill. abban tektonikusan közbeékelődve települnek, és saját tömegeik is zavart szerkezetűek. 6 kutatófúrás harántolta 33 m legnagyobb vastagságban. Teljes vastagságát mintegy 100 m-re becsülik.

Jellegzetesen finom szemcsés, sávos, gyakran palás, helyenként enyhén gyüredezett kőzet. Jellemző rá az általános karbonáttartalom, amelyet kalcit, sziderit és néha dolomit képvisel. Ugyancsak jelentős a szericittartalom. A kvarctartalom szeszélyesen változó. Kisebb-nagyobb mennyiségben antracit és grafit található diszperz állapotban a képződmény sötétszürke rétegeiben. Jellemző a földpát hiánya vagy csak nagyon alárendelt mennyisége. A vékonyan sávos rétegzettség és a kvarc szemcsenagyság szerinti ritmikus váltakozása üledékes eredetű jelenség. A diszperz eloszlású antracit és grafit jelenléte euxin fáciesre utal.

A fő kőzetkifejlődést karbonátfillit képviseli. Világos zöldesszürke vagy világosszürke, a szervesanyagban és piritben gazdag sávok sötétszürke színűek. Lepidoblasztos–poikiloblasztos szövetű, egyszerű ásványos összetételű kőzet. A karbonáttartalom változó, mennyisége 20% is lehet. Jellemző ásványparagenezis: szericit, kvarc, kalcit, \pm sziderit, \pm grafit, \pm antracit, pirit.

Szericitfillit és kvarcfillit betelepülések a karbonátfillitben annak szélső, karbonátmentes, szericitben, ill. kvarcban gazdag változatai.

A kőzet eredeti kifejlődése nagy valószínűséggel homokos márga, változó homok- és szervesanyag tartalommal.

ÁRKAI PÉTER az illit kristályosság fok és a szericit b_0 rácsparaméterének kimérése alapján megállapította, hogy a karbonátfillit nagyon kislevegű metamorfózist szenvedett (anchimetamorfózis, pumpellyit–prehnit–kvarc fácies), ami kb. $270 - 300^\circ\text{C}$ hőmérsékleten és 2,5 kbar nyomáson ment végbe.

A Tázlári karbonátfillit – települési helyzete, metamorf fejlődéstörténete és földtani analógiák alapján – variszkuszi anchimetamorfózissal átala-

kított ópaleozóos, esetleg alsókarbon üledékes eredetű képződmény lehet.

Körösi metamorfit összlet

A Körös–Berettyó regionális egység területén mintegy 250 kutatófúrás tárta fel a medencealjzatot. A földtani kutatás eredményeit a legutóbbi időben SZEDERKÉNYI TIBOR (1984), SZILINÉ GYÉMÁNT PIROSKA (1985, 1986) és JUHÁSZ ÁRPÁD (1986) foglalták össze. (120)

A terület egészét tekintve a gneisz az uralkodó képződmény. A gneiszen belül Endrődtől Bihar-keresztesig széles sávban migmatit öv húzódik, amely helyenként nem nagy kiterjedésű gránitsteket tartalmaz. A terület északi részén Püspökladány és Álmosd között (SZILINÉ: Álmosdi egység) a csillámpala jut túlsúlyra. Szeghalom környékén sajátos amfibolgneisz kifejlődés található.

A Körösi metamorfit összlet gneisz és granitoid képződményei, a Jászszentlászlói metamorfit összlet hasonló képződményeinek bevonásával, alkalmasak lehetnek hivatalos formáció egységek kialakítására. Az Ebési Csillámpala és a Szeghalomi Amfibolgneisz jelenleg is megfelelnek a formáció besorolás követelményeinek.

Gneisz, csillámpala és amfibolit betelepülésekkel

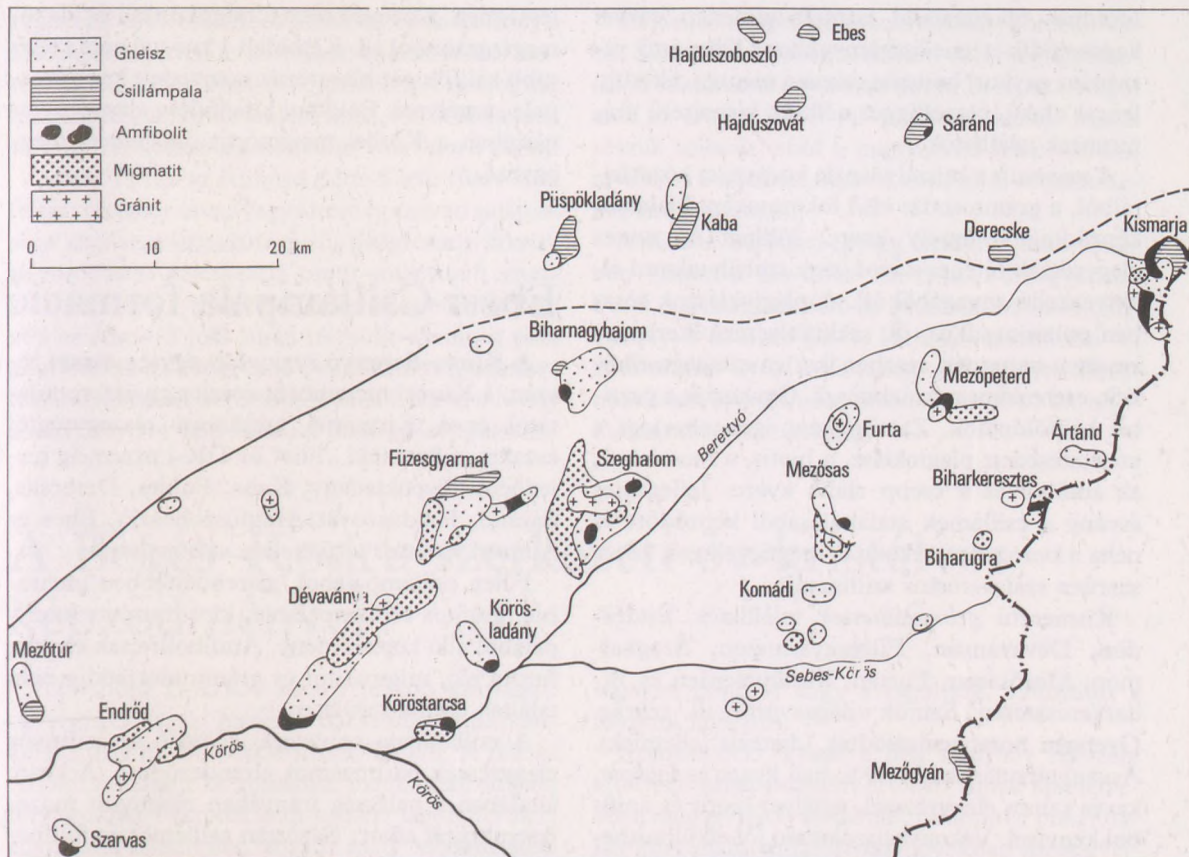
A Körösi metamorfit összlet gneisz vonulatának déli szárnya Öcsöd, Szarvas, Endrőd, Gyoma, Köröstarcsa, Komádi, Biharugra vonalában található. Északon a Mezőtúr, Túrkeve, Szerép, Biharnagybajom, Furta, Mezősas és Ártánd vonulatban követhető. A gneisz öv felépítését a csillámpala és amfibolit betelepülések, esetenként nagyobb méretű fellépésük, széles migmatit öv közbeékelődése gránitosodott magokkal, az erőteljes tektonizáltság és az élénk aljzatmorfológia egyetlenül tagolttá teszik.

A gneisz különböző árnyalatú szürke (a diafto-

rézis mértékének megfelelően zöldesszürke), finom és középszemcsés, ritkán durva szemcsés, palásodott struktúrájú. A földpátok plagioklászok, amelyek helyenként több mm-es porfiroblasztokat alkotnak. A biotit sötétbarna, világos sárgásbarna pleokroizmust mutat. Az amfibolos gneiszben a kvarc és a földpát mellett a hornblende fő elegyrész; járulékos ásványként zoizitet is tartalmaz. A csillámdús gneiszben esetenként staurolit található, amely Barrow-típusú, közepes hőmérséklet- és nyomástartományú metamorfózisra utal. A gránát szinte minden gneiszváltozatban előfordul. A csillámpala és amfibolit betelepülések felé az ásványtani összetétel változása gyakran fokozatos. Gyakori jelenség a földpátok szericitesedése, karbonátosodása, a biotitok kloritosodása. A gránátok belsejét esetenként biotit, kloritosodott biotit és muszkovit tölti ki.

A premetamorf kőzetkifejlődés és a metamorfózis története a Jászszentlászlói gneiszével meg-egyező.

Vékony amfibolitpadok a gneiszben betelepülésként találhatók. Színük különféle zöldesszürke árnyalatú, gyakran sötét zöldesszürke. Általában finom szemcsések – tömött szövetűek. Jól vagy kevésbé jól palásodtak. Ásványos összetételük: hornblende, plagioklász, titanit, zoizit, gránát, apatit. Az amfibol és a földpát paláság irányában megnyúlt kristályai kb. azonos mennyiségben észlelhetők. Nagyobbrészt diaftoritosodtak. Az amfibolkristályok helyén többnyire csak kloritból, karbonátból, néha epidotból, limonitból és apró kvarcsemcsékből álló pszeudomorfózák találhatóak. A földpátok szericitesedtek–karbonátosodtak, a biotit kloritosodott, a gránát klorittá és szericitté alakult. Jellegzetesek a titanitból keletkezett leukoxén pszeudomorfózák. A WINKLER (1976) diagram alapján az amfibolitok zöme intermedier–bázisos magmás eredetű.



120 A Körös-Berettyó teri ieti egység (Körösi metamorfittal összlet) paleozóos képződményei (Szili Györgyné nyomán)

Szeghalomi Amfibolgneisz formáció

A szeghalomi kristályos alaphegység-kiemelkedés központi részét a Villány-Bihari szerkezeti öv sajátos kifejlődését képviselő amfibolgneisz alkotja. Fúrással 150 m vastagságban harántolták; valódi vastagsága ismeretlen. Az amfibolgneisz nagy vastagságban egységes kifejlődésű képződmény, csak helyenként tagolják kovapala vagy tűzkő betelepülések.

A Szeghalomi amfibolgneisz SZEDERKÉNYI TIBOR megítélése szerint olyan tenger alatti, bázisos vulkanogén közettömeget képvisel, amelyben több-kevesebb pelites üledékanyag hozzákeverése általánosnak mondható. A Szeghalom Sz-2

jelű fúrás rétegsorában többször megismétlődő, jellegzetes fluidális szövetű, grosszulárban dús amfibolgneisz betelepülések vannak. Ezek rétegsorbeli helyzete és közettani kifejlődése bázisos vulkáni kőzetolvadékokban szegregációszerű kialakulásra utalhat.

A közeli Füzesgyarmat területén már kétszillámú gneisz található sok amfibolit betelepüléssel.

Migmatit és gránit

A migmatit öv Endrőd és Biharkeresztes között ívesen meghajló, az országhatáron túl is folytatódó vonulat, amely az alpi hatásokra feldarabolódott variszkuszi boltozat 8–18 km szélességű tengelyzónáját képviseli. Annak mindkét oldalán ká-

liföldpát blasztézissel érintett átmeneti sávval kapcsolódik a gneiszzárnyakhoz. Központi részén, az egykori boltozat csapása mentén, elnyúlt, lencse alakú, összefüggés nélküli, kisméretű gránittek találhatók.

A *migmatit* a kristályospala környezet kőzetfajtáiból, a gránitosodás első fokozataként kialakult képződmény, amely kvarc, földpát és színes elegyrészek réteges-sávós vagy szabálytalanul elhelyezkedő anyagából áll. A plagioklászok részben poliszintetikus, ill. saktáblaszerű ikerlemezséget mutatnak, részben ikerlemezség nélküliek, esetenként mirmekitesek. Gyakorik a pertites káliföldpátok. Zárványként igen elterjedt a szericitesedett plagioklász, a biotit, a muszkovit, az amfibol és a csepp alakú kvarc. Jellegzetes ásvány a csillámok átalakulásából képződött és néha a kvarc szemcsékben is megfigyelhető, kévszerűen szálás-rostos szillimanit.

Kisméretű *granitoidtestek* találhatók Endrődön, Dévaványán, Füzesgyarmaton, Szeghalmon, Mezősason, Furtán, Mezőpeterden és Biharkeresztesen. Színük világosvörös, ill. sűrke. Gyengén homogenizálódtak (diatexit jellegűek). Ásványtársulásuk kb. 90%-ban kvarc és földpát, kevés színes elegyrésszel, amelyet biotit és amfibol képvisel. Vékonycsiszolatban jól elkülöníthetők az ásványgenerációk. Az idősebbet a szericitesedett, karbonátosodott poliszintetikus vagy saktábla ikerlemezséget mutató, esetenként mirmekites plagioklászok, a kloritosodott, opacitosodott biotit és a kvarc egy része alkotja. A fiatalabb generációt – a kvarc mellett – az idősebb elegyrészeket zárványként magukba foglaló, gyakran porfiroblasztos káliföldpátok képviselik. SZILINÉ a vizsgálatok adatait WINKLER (1976) diagramon ábrázolva megállapította, hogy a migmatitok és a granitoidok uralkodóan üledékes eredetűek. A megvizsgált minták nagy része monzogranit, egy-egy minta szienitgránit, granodiorit, kvarcszénit, és kvarcmonzonit STRECKEISEN (1976) rendszere alapján.

Kismarjai szerkezeti részterület

A Romániából áthúzódó szerkezeti részegység a Körösi metamorfit összlet ÉK-i szélén található, 10 km határ menti hosszúságban és 3–4 km szé-

lességben. Középső részén migmatitból és kis tömegű gránitból áll. Kétoldalt 1 km-nél nem szélesebb káliföldpát blasztézist szenvedett kristályospala szegélyezi. Földtani kifejlődése alapvető vonásaiban a Körösi metamorfit összletével megegyező.

Ebesi Csillámpala formáció

A Körös–Berettyó regionális egység északi részén, a Körösi metamorfit összlet gneisz vonulatától és a Kismarjai szerkezeti részegységtől északra, a Szolnoki „Flis” öv DK-i pereméig terjedően, Püspökladány, Kaba, Földes, Derecske, Sáránd, Hajdúszovát, Hajdúszoboszló, Ebes és Álmosd kutatási területeken vált ismertté.

Főleg csillámpalából, alárendeltebben gneiszből, grafitos csillámpalából, kloritosodott biotitpalából álló képződmény. Amfibolit csak elvétve fordul elő, migmatitot és granitoidot eddig nem találtak ezen a területen.

A csillámpala szövetére jellemző az ásványos elegyrészek párhuzamos elrendeződése. A kvarc általában a palásság irányában megnyúlt mozaikstruktúrát alkot; elszórtan csillámot és földpátot is tartalmaz. A csillámsávokban a biotit és a muszkovit mellett gyakori a finom szemcsés pirit, az ilmenit és a grafitthintés. Kevés kvarc és földpát is található. Porfiro elegyrész a gránát, a staurolit és a biotit. Ebesen biotitból kifejlődött szillimanitot, Hajdúszoboszlón bizonytalanul disztént is meghatároztak.

ÁRKAI PÉTER az álmosdi terület mezometamorfitjainak vizsgálata alapján megállapította, hogy az első progresszív átkristályosodás hőmérséklete a staurolit izográd, valamint gránát–biotit termométer alapján kb. 550 °C volt. Az ásványparagenézis 4–8 kbar fluidum és terheléses nyomást valószínűsít. Progresszív szín- és poszttettonikus, valamint regresszív poszttettonikus fázisok egymásba fokozatosan átmenő fázisait különítette el. E szakaszok az ásványparagenetikai és szöveti változásokon kívül a gránátok összetétel szerinti zónasságában tükröződnek.

Általánosan elterjedt a zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis, amelyre a kialakult ásványpa-

ragenezis utal: biotitból klorit és opak ásvány, a földpátból szericit és karbonát, az amfibolból klorit, karbonát és epidot képződött. A retrográd metamorfózis hőmérséklete max. 450 °C lehetett, de ennél általában alacsonyabb volt (klorit zóna).

ÁRKAI PÉTER az Álmosd Ál-5 jelű fúrás által feltárt rétegsor ásványegyüttese és szöveti sajátossága alapján zöldpala fáciesű, progresszív átkristályosodással keletkezett biotit–muszkovit gneiszet határozott meg. Feltételelesen idetartozónak véli az Ál-13 jelű fúrás tremolit–aktinolit pala kifejlődését is. Progresszív variszkuszi metamorfózissal kialakult képződménynek írták le a Nyír–ábrány Nyír-1 jelű fúrással feltárt kloritpalát is.

A Békés–Kodru szerkezeti öv kristályos képződményei

Az Alföld D–DK-i takaró jellegű szerkezeti egységének északi határa a Bácsalmástól Sarkadkeresztúrig húzódó takarófront. Dél, ill. K felé az Alföld vajdasági és romániai medencealjzatában folytatódik. Tektonikusan erősen tagolt terület; egymástól ismeretlen aljzatú mély medencékkel és mezozoos pásztákkal elválasztott, esetenként földtani felépítésükben is eltérő területek, ill. szerkezeti egységek szerint tárgyaljuk. Ezek: Kelebia–Üllés, Algyő–Ferencszállás, Pusztaföldvár–Battonya, Sarkadkeresztúr. A felsorolt egy-

Erőteljes tektonikai metamorfózis Földes, Kaba, Sáránd és Álmosd területén volt megfigyelhető. A tektonitok egy része durva breccsa jellegű, ahol az eredeti kőzet jól meghatározható. Másik részük milonit, ahol a nagymérvű felaprózódás, ásványos átalakulás miatt a kiindulási kőzetet nehéz meghatározni.

A Körös–Berettyó egység területén több zónában (Endrőd En-7 és En-É-6, Füzesgyarmat Fű-9, valamint Öcsöd-2, Mezőtúr Mtúr-3, Bucsa-Ny-1 és Ebes Eb-1, Hajdúszoboszló Ha-V, Sáránd Sár-I) a fúrásokban a kristályos aljzat mezozoos képződményekre történt föl-, ill. rátalálását állapították meg.

ségeken belül is nagy a tagoltság, változatos a földtani felépítés.

SZEDERKÉNYI TIBOR a déli takaróöv egészére kiterjedő sajátosságként értékeli annak kiemelkedően magas Al_2O_3 tartalmát, valamint a bizonytalan körvonalú andaluzitkristályokban megfigyelhető finom szemcsés disztén kristályhalmazokat. Hasonló ásványkifejlődést talált KEMENCI, R. a Magyarkanizsa (Kanjiža) környéki kristályospalában.

Kelebia–Üllési metamorfit összlet

A Duna–Tisza köze déli részén, a jugoszláv határ mentén: Madaras, Kunbaja, Csikéria, Kelebia és Ásotthalom területén van az Alföld kristályos aljzatának a felszínhez legközelebb eső vonulata. A tárgyalt területi egységhez tartozik még Öttömös, Ruzsa, Üllés, Forráskút és Kiskundorozsma kutatási területek kristályos aljzata is.

A kiemelt helyzetű Madaras–Kelebia parametamorf csillámpala vonulatban a gneisz csak elvétve fordul elő. Ásotthalmon a kristályospalának már mintegy az egyötödét alkotja. Ugyanitt oro-

gén vulkáni asszociációba sorolható premetamorf kőzetfajták amfibolittá, ortogneiszé, leptinitté alakult metamorfittjai is megjelennek. (121)

Uralkodó kőzettípus a *kétsillámú pala*, gránáttal vagy a nélkül. Szürke színű, néha zöldes árnyalatú, a kisebb-nagyobb mennyiségű klorit miatt. Jól palásodott, rendszerint gyüredezett. Szövedete lepidoblasztos–granoblasztos jellegű, gránátok jelenlétében porfiroblasztos. Különösen a blasztomilonit jellegű kőzetkifejlődésben gyakori a laterálszekerációs kvarc. Jellemző ásványos összetétel: kvarc, plagioklász (An_{12-18}), biotit,

(An₄₀₋₅₅), kálicföldpát, szericit, klorit, kaolinit. Járulékos ásványként az apatit gyakori.

A kelebiai és ásoththalmi ortogneisszel együtt, valószínűleg annak fedőjében, a kristályospalában néhány, 1 m-nél kisebb vastagságú leptinit betelepülés is előfordul. Fehér, finom szemcsés, szericitből, kaolinitből és kálicföldpátból álló kőzetfajta, kevés 1–2 mm nagyságú plagioklász (An₁₁₋₁₅) porfiroblaszttal. Gyakori járulékos elegyrész az apatit, a cirkon és a sziderit. Jellegzetes savanyú metatufa, amely a metamorfózis ellenére nagymértékben megőrizte eredeti sajátosságait.

Az Öttömös Öt-1 jelű fúrás (1388–1463 m között) sötét barnászöld, vörösarna színű, gránátos amfibolgneiszt és amfibolitot tárt fel. Nem palás, bár határozott belső irányítottsága van. Nematoblasztos–blasztofitos szövétű. Kisebb-nagyobb mértékben kloritosodott. Jellemző ásványtársulása: hornblende, plagioklász (An₅₅₋₆₇), ± kvarc, ± gránát, ± klorit. Járulékos elegyrészként sok titanitot (leukoxént) és ilmenitet, kevesebb epidotot tartalmaz.

A vázlatosan bemutatott képződmények poli-metamorf jellegűek, ami egy kezdeti alman-

din–amfibolit fáciesű, közepes fokú, progresszív, regionális metamorfózist, majd azt követően tektonikus metamorfózist jelent (blasztomilonitok, milonitok, másodlagos palásság).

A Ruzsa–Üllés–Forráskúti területen diaftoritosodott, szericites, muszkovitos, biotitos paragneiszet (Ruzsa-2), és kvarcpalát (Ruzsa-4, Ü1-18, Fkút-5) tártak fel. Migmatitot Forráskúton (Fkút-3, -4), valamint az Ü1-15 és a Ruzsa-3 fúrás rétegsorából mutattak ki.

A Kiskundorozsmai területen is számos fúrás érte el a kristályos alaphegységet. Felül szürke és sötétszürke gránátos kétcsillámú palát, alul zöldesszürke biotitos paragneiszet találtak. A kristályospala rétegsort vörösarna–szürkészöld amfibolitpadok, fehér kvarcit rétegtagok és nagy ritkán vékony, sötétszürke kristályos dolomit és fehér márványbetelepülések szakítják meg.

A gneisz megnövekedett aránya, az alárendelten található amfibolit, leptinit, kristályos dolomit és mészkő betelepülések, valamint migmatit jelenléte az algyői területtel való kapcsolatot képviselik. Az átmenet Kelebia felé is, Algyő felé is fennáll.

Algyő–Ferencszállási metamorfit ösztlet

Algyő és Kiszombor között, ÉNy–DK-i irányú 7–9 km széles, erősen tagolt vonulat; mintegy 150 kutatófúrással van feltárva. ÉK-en és DNy-on markáns törésvonalak határolják. ÉNy-i határa a Békés–Kodru takaróöv frontja. DK-i irányban az Alföld vajdasági medencealjzatában folytatódik. Szerkezetföldtani és földtani kifejlődési szempontból is két területre osztható. Az Algyői területen a kétcsillámú gneisz az uralkodó kőzetkifejlődés. A csillámpala, a biotitgneisz és az amfibolit alárendelt szerepűek. Változatos kifejlődésűek, és nagy elterjedésűek a diaftoritikok. A terület déli részén migmatitos sáv található, kis tömegű gránittal. A Ferencszállási területen a csillámpala a fő kőzetkifejlődés. A terület középső részén kétcsillámú gneisz található, erőteljes K-földpát blasztézissel, palingén eredetű gránittal. (122)

Gneisz, csillámpala, amfibolit

A kétcsillámú gneisz szürke, gyakran zöldes árnyalatú, enyhén gyüredezett, közepesen palás kőzet. A palalemezek között gyakori a laterálszekréciónis kvarc. Szövete granoblasztos–lepidoblasztos. Amennyiben porfiroblasztos ásványkiválásokat tartalmaz: porfiroblasztos–granoblasztos vagy porfiroblasztos–lepidoblasztos. Gyakori a blasztomilonit struktúra és egyéb tektonometamorf szerkezet is. A leggyakoribb porfiroblasztos ásvány a gránát (rendszerint tört, morzsolt állapotban). Közel hasonló gyakoriságúak – K-metaszomatózis esetén – a mikroklin porfiroblasztok, amelyek nagysága esetenként az 1,5 cm-t is eléri.

Gránátos, staurolitos, káliföldpát porfiroblasztos változatait határozták meg.

Kétsillámú pala gránáttal, Al_2SiO_5 ásványokkal vagy azok nélkül. Az egész területen előfordul, önállóan vagy gneiszben betelepülések formájában. Általában szürke, néha barnás vagy zöldes árnyalatú, a biotit-, ill. a klorittartalom függvényében. Kitűnően palás, és rendszerint gyüredezett, esetenként harántpalás. A gránáttartalom és vele a porfiroblasztos textúra gyakori. A gránátok rendszerint töredezetek, kihengerlödtek. A staurolit és andaluzit is ritkán marad meg sértetlenül. Az Al_2SiO_5 ásványok a kétsillámú palában gyakoribbak, mint a gneiszben (alaktalan, néhány mm nagyságú halmazokat alkotnak). Ugyanakkor a káliföldpát blasztézis ritkább, mint a kétsillámú gneiszben. Jellemző ásványos összetétel: kvarc, plagioklász (An_{13-18}), biotit, muszkovit, \pm gránát, \pm staurolit, \pm andaluzit, \pm disztén, (szillimanit), \pm klorit. Járulékos ásvány az apatit, pirit, kalcit, sziderit, dolomit, goethit.

Biotitpala Ferencszállás és Kiszombor területén található mint a kétsillámú pala változata. Sötét barnásszürke színű, finoman palás, gyakran harántpalás is, és mindig erősen gyüredezett. Kevesebb gránátot és Al_2SiO_5 ásványt tartalmaz, mint a kétsillámú pala. A káliföldpát blasztézis is alárendelt jelenség. A kőzet szövete lepidoblasztos, alárendelten granoblasztos. Ásványparagenezise a biotitgneiszéhez hasonló; a plagioklászok bázisosabbak a biotitpalában. (An_{16-21}). A klorit, ha jelen van, rendszerint pennin, és nem klinoklor, mint a kétsillámú palában és a biotitgneiszben. Az összes és az Al_2O_3 -tartalom magas, mint valamennyi dél-alföldi takaróbeli csillámpalában ($\approx 10\%$ összes és $18-32\%$ Al_2O_3).

Kvarcpala Algyőn fordul elő alárendelt mennyiségben. Kvarchomokkőből keletkezett. Színe világosszürke, csak gyengén palás, granoblasztos-lepidoblasztos szövetű. Jellemző ásványos összetétele: kvarc, \pm plagioklász, \pm biotit, \pm muszkovit, \pm klorit.

Az *amfibolit* néhány méteres betelepüléseket alkot gneiszben, az A-51 és -62 jelű fúrások rétegsorában. A kőzet sötét olajzöld színű, finom kristályos, gyengén palás. Nematoblasztos, vagy blasztofitos szövetű. Az 1-1,5 mm nagyságú hornblende prizmák között xenomorf plagioklászok és idiomorf titanitszemcsék foglalnak helyet.

Kismértékben diafortitosodott változatában járulékos ásványként kvarc, gránát, tremolit és epidot is előfordul. Mállott állapotban: hornblende, plagioklász (An_{55-67}), albit, sziderit, klorit, titanit (leukoxén) összetételű.

Algyőn elvétve néhány vékony leptinit és dolomitmárvány betelepülést is találtak gneisz rétegsorban.

Diafortitok és progresszív zöldpala fáciesű képződmények

Az Algyői terület sajátossága a diafortitok változatos kifejlődése és nagyarányú részvétele a földtani felépítésben. SZEDERKÉNYI TIBOR számos válfajukat határozta meg:

– A kétsillámú gneiszből kontakt *pneumatolitos hatásra létrejött* fehér színű *muszkovitgneisz* fő ásványa a muszkovit és a turmalin. Az utóbbi saját alakú, zónás felépítésű prizmákat alkot, amelyek elérhetik a 3 cm-t is, általában 2-3 mm-es prizmahalmazokat alkot. Jellemző ásványtársulás: kvarc, plagioklász (An_{3-5}), muszkovit, \pm turmalin.

– A *hidrotermás úton keletkezett muszkovitgneisz* szericités és/vagy kaolinos. Fő ásványá lépnek elő a karbonátok, elsősorban a sziderit, alárendeltebben a dolomit és a kalcit.

– A *muszkovitpala* az alpi granitoidok kontakt pneumatolitos zónájában fordul elő a muszkovitgneisszel együtt. Ásványos összetételük is hasonló; a muszkovit nagyobb részarányával a többi ásvány rovására.

– Az *albitgneisz* az algyői terület középső részén található epizónás képződmény, amely kloritpala padokkal váltakozik. Világosszürke, középszemcsés, granoblasztos szerkezetű. Ritkán 2 mm-t meg nem haladó albit porfiroblasztok is megfigyelhetők. Viszonylag sok epidotot tartalmaz. Póruskitöltésként a kalcit is gyakori. Több-kevesebb klorit is jelen van. Jellemző ásványtársasága: kvarc, plagioklász (An_{2-4}), szericit, epidot (zoizit), kalcit, \pm klorit.

– A *kloritpala* az algyői területen a legnagyobb elterjedésű, epizónában kialakult, zöldpala fáciesű, kiskokú metamorf képződmény. Sötét olajzöld vagy faközöld színű. Az előbbi kitűnően palás, de ritkán gyüredezett. A faközöld kloritpala tektonitként, gyüredezett, fellazult. Finom szemcsés, selymfényű közet. Kémiai és nyomelemvizsgálatok alapján bázisos vulkanitok tufáinak metamorfózisa révén keletkezett. Jellemző ásványos összetétele: kvarc, albit, plagioklász (An₅₅₋₆₇), klorit, zoizit (klinozoizit), ± epidot, kalcit. Járulékos ásványként jelentős mennyiségű piritet tartalmaz. A klorit szinte kizárólag pennin. Az albit apró szemcsés, idiomorf, 0,5 mm körüli porfiroblasztokat alkot. A kloritpala és epidotpala SZALAY ÁRPÁD (1973) megítélése szerint nem polimetamorf jellegűek. SZEDERKÉNYI TIBOR szerint a zöldpala fáciesű albitgneisz és kloritpala magasabb rétegtani szintből még a paleozoikum folytan ékelődött az amfibolit fáciesű köztömegbe.

A kloritpala másik típusa jellegzetes retrográd képződmény, amely tektonikus igénybevételre és az alpi intrúziókhöz kapcsolódó hidrotermás hatásra keletkezett kétszillámú, vagy biotitos csillámpalából. Jellegzetes kloritásvány a klinoklor, és csak igen alárendelten található benne pennin. Az albit – mint retrográd metamorf ásvány – általános elterjedésű. (A kristályospala plagioklászai albitosodtak).

Az *epidotpala* és a *tremolitpala* az Algyő A–69 jelű fúrásban feltárt képződmények. SZEDERKÉNYI TIBOR meghatározása szerint amfibolpalából alpi granitoid intrúzió kontaktpneumatolitos hatására keletkeztek.

Az epidotpala néhány méternél nem vastagabb, 10–20 µm nagyságú xenomorf epidotszemcsék halmazából áll. Kevés bázisos plagioklász maradványt, jelentős mennyiségű titanitot és leukoxént tartalmaz. Gyakori az epidotkristályok közötti teret kitöltő muszkovit–sericit szövődék.

A tremolitpala is mindössze néhány méter vastagságú. Nagyrészt sugaras tremolittól áll, amely feltehetően aktinolitból keletkezett. Másik fő elegyrész a 10–20 µm átmérőjű, zoizit–epidot szemcsékből álló együttes, amely sávosan váltakozik tremolittal. A kalcit alakatlan foltokat alkot. Járulékos ásványként gyakori a leukoxénné alakult titanit.

T. KOVÁCS GÁBOR és KURUCZ BÉLA meghatározása szerint Algyőn retrográd metamorfózis eredményeként kloritosodott gneisz, kloritosodott és szericitesedett kétszillámú pala, aktinolit–epidot gneisz, fillonit, kloritpala és epidotpala található. Megítélésük szerint az Algyői metamorfit összlet premetamorf üledékes és magmás képződményei két ciklusban keletkeztek. Az idősebb ciklus kőzetfajtaikat pelites–pszammitos, grauwacke jellegű kőzetfajtaik képviselték, míg a fiatalabb ciklus képződményeit főleg bázisos, iniciális magmás képződmények alkották. Ezek az „alsó proterozoikum végén” amfibolit fáciesű regionális metamorfózis, később ultrametamorfózist szenvedtek. A „felsőproterozoikumban (riféi metamorfózis)” zöldpala fáciesű, retrográd metamorfózis révén az amfibolit fáciesű kőzetfajtaik részben zöldpala fáciesűvé alakultak át.

Migmatit és gránit

Migmatit és gránit az Algyői és a Ferencszállási területen is található. A Deszk környéki fúrásokban metatexitet is, diatexitet is meghatároztak. A Deszk–1, Algyő A–55, és –442 jelű fúrásokban a diatexit már gránitnak tekinthető. Az apró kvarc- és földpátszemcsék, valamint a muszkovitlemezek az 1–2 mm-t meghaladó ortoklász-, plagioklász- és albitkristályokat, valamint a 2–3 cm-t is elérő mikroklin porfiroblasztokat veszik körül, ami milonitosodással magyarázható. A káliföldpát porfiroblasztos gneiszből kiinduló átalakulás több fúrás rétegsorában megállapítható. A deszki diatexit–gránit a Békési öv legdúsabb andaluzitos–diszténes képződményeivel határos.

Ferencszálláson keskeny sávban található migmatit, amely itt csillámpala káliföldpát–blasztézisén keresztül jutott el a migmatit stádiumig. A 2,5 km hosszú és 1 km szélességű KDK–NyDNY csapású gránit a migmatit öv nyugati oldalán található. A gránit éles elhatárolódása környezetétől és gyenge lineációs struktúrája a palingén olvadék kipréselődésére („intrúzió” mozgására) utal. A gránit világosszürke, durva szemű, porfiroblasztos mikroklingránit kifejlődésű. Plagioklász, ortoklász, mikroklin, kvarc és muszkovit alkotja. A biotit mennyisége alárendelt, elvéve albitkris-

tályok is megjelennek. Járulékos elegyrész az apatit és a gránát.

Mikrogránit és aplit alárendelten Algyőn és Ferencszálláson is előfordul. 5–30 cm vastagságú, túlnyomórészt káliföldpátból és alárendelten kvarcból álló erek gneiszben. A mikrogránit kevés

biotitot is tartalmaz. A palingén gránit kiperéselődött differenciációs termékei.

Pegmatit igen alárendelten található. Néhány cm-től dm vastagságú hasadékköltések, nagyméretű káliföldpáttal és kvarccal. Keletkezésük az aplit–mikrogránit képződésével kapcsolatos.

Pusztaföldvár–Battonyai metamorfit összlet

A Békés–Kodru szerkezeti övben, a Makói-árok és a Békési-süllyedék közötti ÉNy–DK csapású alaphegységi hátságon, két, egymástól eltérő felépítésű területen, amelyeket 15–20 km széles-ségű mezozoos sáv választ el egymástól, található a Pusztaföldvári és a Battonyai metamorfit összlet. A szerkezetét öv, és annak egységes rétegtani modell szerinti felépítése lehetővé teszi az informális rétegtani keretben történő tárgyalást. A csillámpala túlsúlyú pusztaföldvári és a granitoid túlsúlyú battonyai terület sajátos felépítése így is jól érzékelhető. A jobb áttekinthetőséget szolgálja a két terület alapvető képződményeinek formációkeretbe foglalása: Pusztaföldvári Csillámpala formáció, Békéssámsoni Amfibolit és Battonyai Gránit formáció. (123)

Pusztaföldvári Csillámpala formáció

Pusztaföldvár és Csanádapáca kutatási területeken, valamint a Nagyszénás Nsz-2, Orosháza Oros-1 és -3 jelű fúrásokkal tárták fel. Földtani kifejlődésének jelen áttekintése NUSSZER ANDRÁS (1985) munkája alapján készült.

A formációt csillámpala, kvarccsillámpala, csillámos kvarcit alkotja, amelyek a kvarc és a csillám mennyiségétől függően változnak. Legnagyobb elterjedésű a kvarccsillámpala. A földpát 20% fölé emelkedésével helyenként gneisz sávok és lencsék is találhatóak.

Szürke, zöldesszürke, barnásszürke színű képződmények. Túlnyomórészt jól palásodottak, nagyrészt tektonikusan igénybevettek, gyüredezetttek, kataklázosodtak, milonitosodtak. A palás-

ság gyakran változó dőlése is erős tektonizáltságra utal. Általában finom és a közép szemcseméret határán lévő összetételűek.

A metamorf fejlődéstörténet két fő szakaszra osztható. Az első szakaszban közepes nyomású, amfibolit fáciesű átalakulás történt. Az első metamorf szakaszhoz köthető ásványparagenezis: kvarc, muszkovit, ± biotit, ± oligoklász, ± gránát, ± staurolit, ± rutil, ± turmalin, apatit, cirkon.

A csillámok közül a muszkovit dominál, a biotit alárendeltebb és nem általános elterjedésű. Az első metamorf szakasz összetett jellegére utal a csillámok többgenerációs képződése. Különösen szembeütő ez a nagy pikkelyes, orientálatlanul elhelyezkedő, posztkinematikus biotit esetében. A gránát néhány mm-es porfiroblasztokat képez, de tizedmilliméteres nagyságrendű szemcsékben is megfigyelhető. Előfordulása egyenetlen, esetenként sávokban dúsul. Staurolit csak az Oros-1 jelű fúrás rétegsorában volt meghatározható. Palláság szerinti orientáltsága az első metamorf szakaszhoz kapcsolódó szinkinematikus eredetre utal. Feltehetően már a premetamorf képződmények kémiai összetétele sem kedvezett a staurolit keletkezésének; a későbbi retrográd fázisok pedig a viszonylag kevés staurolitot is (kevés kivétellel) felemésztették. Az idős plagioklászok erősen szericitesedtek, túlnyomó részük a későbbi albitosodás során átalakult. A max. 1–2 mm nagyságú idioblasztos turmalin gyakorinak mondható. Blasztézise feltehetően a második metamorf szakasz zöldpala fáciesű körülményei között is folytatódott. Az apatit és a cirkon járulékos elegyrészként általános elterjedésű.

A második, zöldpala fáciesű retrográd metamorf szakaszt albit-blasztézis kísérte, ugyanakkor

erős tektonikus igénybevétel is történt. A plagioklász és a gránát nagymértékben szericitesedett, a biotit kloritosodott. A karbonátkiválások részben későbbi folyamatok termékei. Gyakran a már kloritosodott biotitot szorították ki. A muszkovit karbonátosodása is megfigyelhető. A kis hőmérsékletű retrográd metamorfózis legszembetűnőbb hatása az intenzív albitosodás volt. Az albit részben az idős szericitesedett plagioklászok helyén, részben más elegyrészek rovására képződött. Gyakran képez 1–2 mm nagyságú, üde porfiroblasztokat, amelyek sávokban–lencsékben tömegesen lépnek fel. Ritkán 5–6 mm-t elérő albit porfiroblasztok is találhatóak. Ikermentesek, vagy egyszerű karlsbadi ikrességet mutatnak. A kis hőmérsékletű, zöldpala fáciesű, retrográd metamorfózist kísérő tektonizmus hatása valamennyi kőzetmintán kimutatható. Az intenzíven igénybe vett sávokban milonitosodás történt.

Békéssámsoni Amfibolit formáció

A Békéssámson Bés-1 jelű fúrás 30 m vastagságban sötét zöldesszürke, finom kristályos, palás, enyhén gyúrt amfibolitot harántolt. Túlnyomórészt 0,4–1,2 mm közötti zöldamfibol (hornblende) és plagioklász alkotják. Járulékos ásvány a titanit és az apatit. Opak szemcsék és ritkán kvarcitlencsék is megfigyelhetők. A zöldamfibol kristályok túlnyomórészt hipidimorfok–idiomorfok. C tengely szerinti megnyúlásuk a palásság síkjában fekszik. Üdék, retrográd hatásra egy részükön gyenge kloritosodás figyelhető meg. A plagioklászok xenomorfok, és erősen szericitesedtek. Jelentős részükön utólagos albitosodás hatása látható. A néhány század mm-től max. 0,3 mm nagyságig terjedő idiomorf titanit szórta fordul elő, általában plagioklász vagy zöldamfibol belsejében. Idiomorf apatit is található. A négyzet, ill. téglalap alakú opak szemcsék feltehetően piritek.

Az amfibolit metamorf története is két szakaszra osztható. Az első szakasz feltehetően közepes fokú, amfibolit fáciesű átalakulásnak minősíthető, amelyet a második szakaszban kisméretű, zöldpala fáciesű retrográd metamorfózis követett, intenzív albitosodással.

A Békéssámsoni amfibolit – további átfogó összehasonlító vizsgálatok alapján – az amfibolit fáciesű kristályospalában elterjedten található amfibolit betelepülések névadó sztratotípusa lehet. (Elkülönítve a Szeghalomi Amfibolgneisz formációtól és az eltérő korú Miskei amfibolittól.)

Kristályospala a battonyai területen

A Battonyai terület keleti részén gránitosodott képződmények közé ékelődött, ill. azokkal tektonikusan érintkező csillámpala és gneisz található, elvéve amfibolit és aktinolitpala betelepülésekkel.

A Battonya-K területen a fúrások szürke, kitűnően palásodott, gyakran gyüredezett, néha harántpalás, polimetamorf *kétsillámú palát* tártak fel, amely lepidoblasztos és lepidoblasztos–porfiroblasztos szövetű. Általában több muszkovitot, mint biotitot tartalmaz. A gránát és staurolit porfiroblasztok 2–2,5 mm nagyságúak. Biotit- és muszkovitdús mintákból andaluzit porfiroblasztokból keletkezett, diszténné és alárendelten szilimanittá alakult mikroszemcsés halmazokat is leírtak. A Bat-K-5 jelű fúrás gránátos csillámpala rétegsorában kovás dolomitmárvány lencsékét találtak. Utólagos turmalinosodást, szericitesedést és kloritosodást is megállapítottak. SZEPESHÁZY KÁLMÁN a Battonyai Gránit kontakt hatását mutatta ki. A Bat-K-1 és -2 jelű fúrások rétegsorában tremolitszirtet határozott meg.

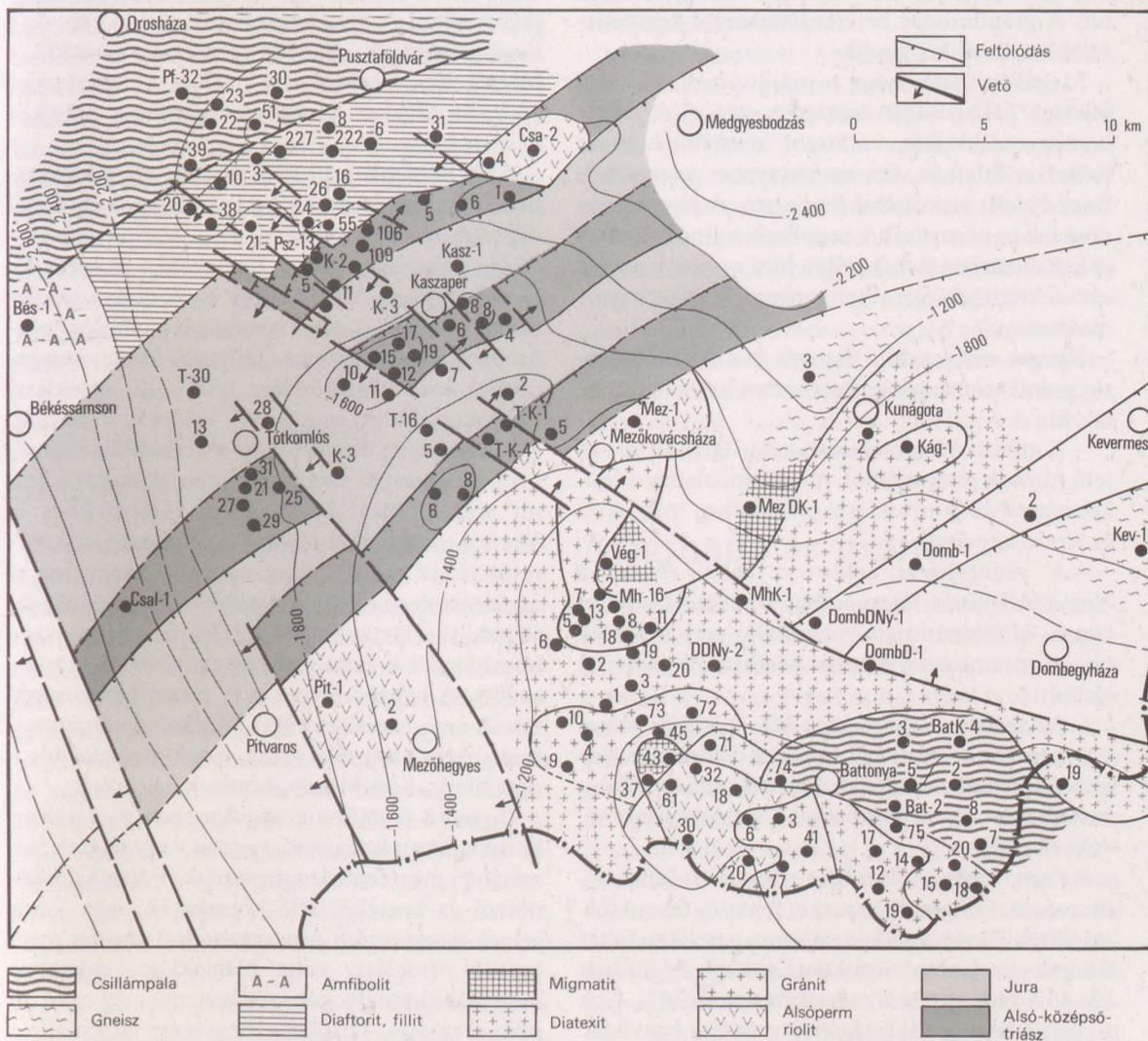
Biotitpala a kétsillámú palával váltakozva található a Battonya-K területen. Sötét barnásszürke színű, kitűnően palásodott erősen gyüredezett kőzet. Rendszerint lepidoblasztos szövetű. Porfiroblasztos elegyrész a 2–3 mm nagyságú gránát, a hasonló méretű staurolit és az apró szemcsés disztén halmazokat tartalmazó andaluzit. Sajátos kifejlődésű kőzetfajta a Bat-K-8 jelű fúrásban feltárt 1,5% körüli diszperz. grafitot tartalmazó sötétszürke, finom szemcsés, apró gránátos kőzetkifejlődés, 10% körüli pirittartalommal. Euxin fáciesű pelites üledék átalakulásából keletkezhetett.

Amfibolit a Bat-K-1 jelű fúrás rétegsorában fordult elő betelepülésként kétcstillámú palában. Zöldesszürke, nyírt, erősen kloritosodott, epidotosodott kőzet. Karbonáttartalma is jelentős. Járulékos ásvány az ilmenit és a titanit.

Aktinolitpalát a Bat-K-2 jelű fúrás tárt fel. Feltehetően a Bat-K-1 jelű fúrásban hatántolt amfibollal összefüggő, pneumatolitos vagy hidrotermás metasomatózis hatására átalakult kőzet. Világoszöld, finom szemcsés, nematoblasztos

kifejlődésű. Az aktinolithalmazokban szintelen tremolit is felismerhető. A plagioklász albit jellegű, alárendelt szerepű. Járulékos elegyrészként sok, finom szemcsés epidotot, kevés piritet és ilmenitet tartalmaz.

A Kunágota Kág-3 jelű fúrás sok biotitot és cordieritet tartalmazó *paragneiszet* tárt fel. A Kevermes Kev-1 jelű fúrás pedig *biotitos szemesgneiszet* harántolt. *Kétcstillámú gneisz* betelepülést találtak egy fúrásban a Battonya-K területen.



123 Pusztaföldvár-Battonya szerkezeti egység prekambriumi-paleozóos képződményei
(Kurucz B.)

Battonyai Gránit formáció

A pusztaföldvár–battonyai rögvonulat déli részén Mezőkovácsháza, Kunágota, Kevermes, Battonya, Mezőhegyes környékén a fúrások nagy kiterjedésű, migmatitosodott–gránitosodott tömeget tártak fel. A kőzettani kifejlődés alárendelten réteges migmatit, nagy kiterjedésű, apró szemű, granodioritos összetételű diatexit és annak középpontjában jól homogenizálódott közép- és durva szemű muszkovitos–biotitos mikroklingránit. A gránitosodás befejező szakaszát pegmatit és aplittelések képviselik.

Megállapítható, hogy a gránittömeg a „kvázi olvadék” állapotában mozgott, ami elősegítette homogenizálódását, és kisebb mértékű kontakt hatást is kifejtett. Ez azonban nem jelenti azt, hogy batolit alakulatról lenne szó. A migmatitos szigetek és környezet, a xenolitok, a lineált részek ennek ellentmondanak. Nem történt meg a „kvázi olvadéktömeg” jelentősen magasabb szintre nyomulása.

Réteges migmatitot a diatexit és a porfiroblasztos gránit szomszédságában három helyről mutat ki:

– A gránittal kapcsolatban a Bat-37, -43 és -45 jelű fúrások rétegsorából. A csillámpalában a leukoszom sávokat ortoklász, plagioklász, mikroklin és kvarc képviseli.

– A végegyházi gránittest keleti részén a Vég-1 jelű fúrás rétegsorában a csillámkvarcitot kvarc- és földpátkristályokból álló erek hálózattá alakult.

– A Mezőkovácsháza Mez-DK-1 jelű fúrásban 1–2 mm vastag biotitból és alárendelten muszkovitból álló melanoszom sávok váltakoznak 1–2 cm vastag kvarcból és földpátból álló leukoszom sávokkal.

Az *apró szemcsés, biotitdús granodiorit* (diatexit, ill. reomorf migmatit) szürke, fehér és fekete foltos kőzet. Ekvigranuláris, 1–2 mm nagyságú fehér földpát- és fekete biotitkristályokkal. A földpát kb. 40%, a biotit 30%, a kvarctartalom 30%. Sok a plagioklász. A káliföldpátot ortoklász képviseli. Belső irányítottságot nem mutat. Járulékos elegyrészei a cirkon és az apatit. A mikroklingránittal

éles határ mentén érintkezik, és abban kisebb-nagyobb xenolitokat alkot.

A *középszemű biotitos–muszkovitos mikroklingránitot* Battonyától délre és nyugatra a granitoid tömeg legbelső részén tártak fel. Ekvigranuláris, középszemű, vöröses színű, jól homogenizálódott kőzet. Szemcsenagysága 1–3 mm. Az 5–8 mm nagyságú káliföldpátok ritkák. Plagioklásztartalma jelentős. Leggyakoribb és legnagyobb méretű földpát a mikroklin. Űde, víztiszta kristályok, ikerrácsosak és xenomorfok. Gyakoriak bennük a zárványok. A kvarc alaktalan, füstszürke szemcséket alkot. A muszkovit mindig jelen van, de a biotit gyakoribb. A kvarc részaránya 20–25%, a földpátoké 50–60%, a színes elegyrészeké 10–15%. Gyakori járulékos elegyrész a cirkon és az apatit.

A jól homogenizált középszemű mikroklingránit ásványtani összetételével megegyező, de annál durvább szemű a *porfiroblasztos, biotitos–muszkovitos mikroklingránit*. Kunágota, Kevermes, Dombegyháza, Mezőhegyes és Battonya területén tártak fel. 1–2 cm-t is meghaladó földpát porfiroblasztokat tartalmaz. Jellemző ásványparagenezise: kvarc, plagioklász (An_{12–20}), ortoklász, mikroklin, biotit, muszkovit, ± klorit, ± szericit.

A *lamprofir, ill. durbachit* sötétszürke, pegmatitra emlékeztető szerkezetű telérkőzet vagy gránit szegélyfácies. Nagyméretű földpátokból és kloritosodott biotitból áll. 1 cm-t meghaladó méretű, zónás káliföldpátjai vannak. Gyakoriak az oszlopos plagioklászok, amelyek erősen szericitesedtek, karbonátosodtak. Jelentős mennyiségű hornblendét is tartalmaz, amely részben kloritosodott. A képződmény egyes részei berezitesedtek. A nem berezites kőzet jellemző ásványtársulása: plagioklász (An_{12–20}), ortoklász, kloritosodott biotit, hornblende, kvarc, kalcit, pirit.

Pegmatit és aplit a granodioritban is, a mikroklingránitban is fészkek, lencsék vagy telérek formájában meglehetősen gyakoriak. Főleg káliföldpátból és kvarcból álló kőzetfajták, igen kevés színes elegyrésszel. A pegmatitok 3 cm-t is meghaladó ortoklász, néha plagioklász, ritkábban mikroklin kristályokat tartalmaznak. Az aplit finom szemcsés. Járulékos elegyrésze a turmalin.

BUDA GYÖRGY megállapította, hogy a Battonya környéki granitoidok átlagösszetétele a plagiog-

klász + kvarc mező 640 °C-os izobár kotektikus felülethez van közel. A minimális 2% kvarctöbblet azt jelenti, hogy a kőzet leukokrata ásványos

alkotói ezen a hőmérsékleten egyensúlyban voltak az olvadékkal és a vízgőzzel, tehát túlnyomó részük resztitszegény olvadékból kristályosodott.

Sarkadkeresztúri metamorfit összlet

A Békés–Kodru szerkezeti egység ÉK-i szögletében, keskeny, meredek oldalú gerincként Sarkadkeresztúrnál kezdődően húzódik kelet felé, majd Románia területén folytatódik, ahol a Kodru–Móma tömegéhez kapcsolódik. Magyarország területén É, Ny és D felé fiatal mélymedencék határolják. (A sarkadkeresztúri gerinctől északra mintegy 10 km-re keresztezi az államhatárt a Kodru takarórendszer frontja.) Törésekkel szabdalta boltozatszerkezetet formál, különböző fokozatú migmatitokkal, kevés ortoklász–mikroklín gránittal. Szárnyain és helyenként a boltozat tengelyében is tektonikusan közbeékelődött kristályospala található. Komplex ásvány–kőzettani vizsgálatát SZEDERKÉNYI TIBOR végezte el. Megállapításai a következőkben foglalhatók össze.

Csillámpala, gneisz, amfibolit

A kétsillámú pala gneisz betelepülésekkel, tektonikusan közbeékelődve található a boltozat északi szárnyában, amelyet minden oldalról migmatit övez (Sark-4, -6, -7, -16 jelű fúrások). Az országhatár mentén gránitba ékelődött kristályospalát tártak fel. A kétsillámú pala középszürke, kitűnően palásodott, szeszélyesen gyüredezett, harántpalás kőzet. Szöveve lepidoblasztos; gránát és staurolit porfiroblasztokat tartalmaz. Ritkán andaluzit is megfigyelhető, diszténné alakult finom szemcsés kristályhalmazokkal. Jellemző ásványtársulás: kvarc, plagioklász (An₁₄₋₁₈), ortoklász, biotit, muszkovit, ± gránát, ± staurolit, ± andaluzit, ± disztén, ± klorit. Járulékos ásvány az apatit és a pirit.

A kétsillámú gneisz 0,5–2 m vastagságú betelepüléseket alkot a kétsillámú palában. Szürke, közepesen palás, enyhén gyűrt szerkezetű. Gyakoriak a kvarc laterálszekréciós sávok és lencsék.

Granoblasztos–lepidoblasztos, gyakran blasztomilonitos szövetű. Töredezett, néha kihengerelt gránát és staurolit porfiroblasztokat tartalmaz, amelyek mérete a 3 mm-t nem haladja meg. Jellemző ásványtársulás:

kvarc, plagioklász (An₁₄₋₁₈), káliföldpát, biotit, ± muszkovit, ± gránát, ± staurolit, ± klorit.

Amfibolitot csak a Sark-ÉNy-1 jelű fúrással tártak fel. Sötét olajzöld színű, szívós kőzet, amely nagymértékben kloritosodott. Blasztofitos szövetű. Az oszlopos, kloritosodott hornblende kristályok szericitesedett andezin–labradorit kristályokat vesznek körül, amelyeken albitból álló burok van. A klorit főleg penninből áll, és sok zoizit kíséri. Mindezek a retrográd zöldpala fáciesű kloritosodás jelenségei. Jellegzetes ásványtársulás: hornblende, klorit, plagioklász (An₅₅₋₆₅), albit, szericit, zoizit, kvarc. Járulékos ásvány az apatit, a leukoxén és kevés titanit.

Migmatit és gránit

Különböző fokozatú migmatit alkotja a Sarkadkeresztúri metamorfit összlet túlnyomó részét. Metatexit stádiumra utalnak az egykori palásság nyomát őrző összefüggő csillámdús sávok. Jellegzetes metatexit vonás a tektonit szerkezet. Gyakoriak az olyan migmatit pászták, amelyekben a palásság menti nyírás hatására káliföldpát porfiroblasztokkal „augen”-migmatit keletkezett. A lineált–fóliált szerkezet és az előrehaladt homogenizáció a migmatitosodás fejlettebb stádiumát jelenti. A gránit felé történő közvetlen átmenetet a boltozat tengelyzónájában mélyült fúrások mintanyaga képviseli, amiben a lineációs szerkezet is nagymértékben felbomlott már, és a kőzet minden tekintetben a homogenizált gránitához közeli kifejlődésű.

Ortoklász–mikroklíngránit a sarkadkeresztúri

kiemelkedés legmagasabb részén, az országhatár szomszédságában, néhány fúrás rétegsorában található csak. Világosszürkés rózsaszínű, porfirós szövetű kőzet, nagyméretű (5 cm-ig) ortoklászokkal, mikroklinokkal. Különösebb irányítottág nem észlelhető. Az ortoklász idiomorf, a mikroklin hipidiomorf. Az ortoklász gyakran pertites, de az írásgránitos és mirmekites szerkezet is gyakori. A gránit színes elegyrészei a biotit és az alárendelten található muszkovit. A biotit gyakran kloritosodott. Jellemző ásványparagenezis: kvarc, ortoklász, mikroklin, albit (An_{3-5}), biotit, muszkovit, \pm klorit.

Áttekintő összefoglalás

A Tiszai nagyszerkezeti egység mai igen változatos megjelenése ellenére fő vonásaiban egységes felépítésű és fejlődéstörténetű mikrolemmez. Elterjedése (határai) és földtani felépítése, sok bizonytalansággal ugyan, de széles körben ismertté vált.

Az általános elterjedésű, közepes fokú metamorfózist szenvedett kristályospala alaphegység (gneisz, csillámpala, amfibolit) keletkezésére a legkorábban a proterozoikum végén, a bajkái (cadomi) hegységképződés idején (700–570 millió év) kerülhetett sor. Ekkor alakult ki a Kelet-európai kratón jelenlegihez közeli körvonala, és a bajkái orogenezis annak északi részén (Tyimáni gyűrődés), valamint a kratón közép-európai peremén (Galíciai gyűrődés) volt a legintenzívebb. Északon teljes, Közép-Európában részleges konszolidációt hozott létre. A bajkái gyűrű szerkezet széles íve Dél-Angliától a Balkán félszigetig húzódik. Feltehetően ennek az újonnan alakult lemezperemnek a része volt a Tiszai nagyszerkezeti egység, akkor még ÉNy–DK szerkezeti irányítottsággal. A lemezperemhez való kapcsolódás a Mecseki szerkezeti öv (Dél-Dunántúl, Duna–Tisza-köze középső része, Zempléni-szigethegység) mentén alakult ki. A kristályospala alaphegység premetamorf képződményei uralkodó arányban grauwacke–pszammitos–pelites képződmények voltak, intermedier–bázisos vulkáni betelepülésekkel, és igen alárendelten karbonátos képződményekkel. Egyes komponensek, mint az SiO_2 , Al_2O_3 , öszsvastartalom regionálisan többé-kevésbé eltérő értéket képviseltek. A Barrow-típusú,

regionális metamorfózis kb. 5–6 kbar közepes nyomáson, 500–600 °C közepes hőmérséklet-tartományban, < 34 °C/km geotermikus gradiens mellett ment végbe. Jellegetes indexásványok a disztén és a staurolit. Heteropikus fáciesű és molassz jellegű képződményt az Alföld területén nem ismerünk. Hasonló eredményekre jutott a romániai kutatás az Erdélyi-középhegység Szamos, Kodru és az Aranyosbányai sorozatokban feltárt mezometamorf kristályospalával kapcsolatban (I. BALINTONI 1985, 1986). A korábbi, sokkal idősebbnek gondolt keletkezés a regionális fejlődéstörténettel nem igazolható.

Az „Elterjedés, település, tagolás” c. fejezetben már érveltem az ellen, hogy a kristályos aljzat fejlődéstörténetében túl nagy jelentőséget tulajdonítsunk a kaledóniai szerkezetalakulásnak. Azonban az Erdélyi-középhegységgel foglalkozó legújabb román irodalom is kaledóniai eseménynek tekinti a Biharia takarórendszer progresszív epimetamorf képződményeinek (Biharia sorozat) kialakulását a Nagy-Biharban és a Hegyes-hegységben, a Nagyhavasi gránit keletkezését, valamint a kis nyomású magas hőmérsékletű Kodru takaróbeli migmatitosodást; szillimanit, cordierit és andaluzit indexásványokkal. Nem nehéz felismerni, hogy hasonló jelenségeket nálunk már variszkuszinak tekintünk. Az ellentétek feloldása érdekében nagy jelentőségű lenne annak eldöntése, hogy a „kaledóniai” epimetamorf képződmények diszkordánsan települnek-e a Szamos sorozat felett, vagy az idősebb kristályospala diafortitosodott részét képviselik. Az idős képződményekre diszkordánsan települő „felsőszilur–alsódevon” durva törmelékes formáció kavicsanyaga ugyancsak kulcsfontosságú lehet a megelőző fejlődéstörténet megismerését illetően.

Nem kisebb jelentőségű az ősföldrajzi viszonyok megítélése szempontjából a dunántúli Szaltnaki formáció tengeri, medence fáciesű, pelites–kovás üledékanyaga, az Ófalui formáció képződményei és végül a Tésenyi felsőkarbon molassz kavicsanyaga. Ez utóbbiak területünkön a nagyobb szabású kaledóniai szerkezetalakulás, metamorfózis és gránitosodás ellen szólnak.

Az Alföld erősen lepusztult kristályos aljzatában is vannak ópaleozoós eredetűnek tekinthető képződmények. Ilyen a Tázlári Karbonátfillit, és

több-kevesebb bizonytalansággal ide sorolható a Miske-1 és -2 jelű fúrásban feltárt amfibolit (mint az Ófalu formáció része), valamint az Algyőn, Álmosdon és a Nyírábrány Nyír-1 jelű fúrásban feltárt progresszív zöldpala fáciesű képződmények. Jelentős tektogenezisre egyik sem utal.

A variszkuszi orogén ciklus hatása sokrétűen tükröződik az Alföld kristályos aljzatában. A bajkái csapásirány mentén megújult szerkezeti igénybevétel széles antiklinális és szinklinális vonulatokat hozott létre. Az előbbieken tengelyében alakult ki a K-metaszomatózis és a palingén gránitosodás. Az ultrametamorfózis a cadomi regionális metamorfózisnál kisebb nyomáson (3,5–4 kbar) és a redőtengelyek mentén magasabb hőmérsékleten ($> 600\text{ }^{\circ}\text{C}$), $> 34\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ geotermikus gradiens mellett ment végbe. A gránitosodás zónájától távolodva elterjedt volt a milonitosodás, valamint a zöldpala fáciesű diaforitok és a nehezen elkülöníthető progresszív zöldpala fáciesű képződmények keletkezése.

Az alföldi granitoidok a variszkuszi orogén idején, prevariszkuszi metamorfitokból, kontinens-kontinens kollízió (kompresszió és extenzió) hatására migmatitosodással helyben keletkeztek. Kis mértékben differenciálódtak, változatos összetételűek. BUDA GYÖRGY vizsgálatai szerint a palingén gránit: anatektikus víztelített parciális olvadék, resztit és K-metaszomatózis együttes terméke. Az alapanyag kis rendezettségű K-földpátjai anatektikus, a nagy rendezettségű porfiroblasztok metasomatikus eredetűek. A granitoidok – Al gazdagságuk, 1-nél kisebb Na/K arányuk, kis oxidációs fokuk és az ACF komponensek eloszlása alapján – S típusúak, ilmenit jellegűek. Az alkáliáknak a Si-től független eloszlása is anatektikus–metasomatikus eredetre utal. A Battonya környéki granitoidok – a többi alföldi granitoidétól eltérő – ásvány-kőzettani-geokémiai jellegeik alapján nagyrészt olvadékból kikristályosodott, intrúzív jelenségeket mutató képződmények. Az előbbieken feltehetően a lemezszegélytől távolabb, az utóbbiak a lemezszegély mentén keletkeztek. A variszkuszi képződmények, ill. események alsókarbon kora, a régió földtani fejlődéstörténete, izotóp-geokronológiai adatok, az Ófalu formáció képződményeinek migmatitosodása

és a variszkuszi molassz alapján bizonyítottak tekinthető.

A mai helyzet kialakításában később még jelentős szerepe volt a középsőjúraban az európai lemezről történt leválásnak és az óramutató járásával ellentétes irányú, nagyarányú elfordulásnak, majd az alpi tektonikai fázisok szerkezetalkító hatásának.

Gyakorlati jelentőség

Az Alföld kristályos aljzatának képződményei szénhidrogén anyakőzetként gyakorlatilag nem vehetők számításba. Termikus érettségük (sőt metamorfózisuk) olyan mértékben előrehaladt, hogy e képződmények már a száraz gáz generációs zónán is túljutottak.

Felső mállott, törmelékkal borított, tektonizált zónájuk azonban esetenként nagy porozitású és jelentős mennyiségű szénhidrogént tárol (DANK VIKTOR 1989, KÓKAI JÁNOS és POGÁCSÁS GYÖRGY 1990). Az Alföld metamorf képződményekhez kapcsolódó szénhidrogéntelegei: Ásotthalom, Álmosd, Battonya, Biharkeresztes, Biharnagybajom, Csolyospálos, Dévaványa, Dorozsma, Furta, Kiskunhalas, Komádi, Kömpöc, Mezősas, Sarkadkeresztúr, Szeghalom.

A felsorolt szénhidrogéncsapdák létrejöttét korábban elsősorban extenziós töréses blokkokhoz és paleo-geomorfológiai dómokhoz kapcsolták. A legújabb szeizmikus kutatások szerint a szénhidrogén migrációjában és felhalmozódásában a rátolódások és oldaleltolódások döntő szerepet játszottak.

Táblamagyarázatok [121]–[126]

- [121] Az Alföld kristályos aljzata I.
Gneisz és Amfibolit (SZEDERKÉNYI T.)
- A Szinkinematikus gránát porfiroblasztok két-generációs biotittal, gránátos biotitgneiszben
Algyő-62 jelű fúrás 2744–2746 m, 1N, 40x
 - B Kloritosodó biotitok gránátos biotitgneiszben
Szeghalom-8 jelű fúrás 2201–2203 m (2/5), +N, 40x
 - C Hornblende, biotit, plagioklász, titanit és kvarc amfibolgneiszben. Szank D-1 jelű fúrás 2015–2016 m (15), 1N, 40x
 - D Amfibolit. Álmosd-13 jelű fúrás 3260–3261,5 m, 1N, 40x
- [122] Az Alföld kristályos aljzata II.
Csillámpala és leptinolit (SZEDERKÉNYI T.)
- A Staurolit porfiroblaszt, muszkovit kötegek és laterálszekréción kvarcerek, kloritos-staurolitos muszkovitpalában
Felgyő-2 jelű fúrás 3497–3500 m (9), 1N, 40x
 - B Zónás gránát porfiroblaszt első generációs muszkovittal és második generációs biotittal, gránátos-szillimanitos kétcsillámú palában
Álmosd-5 jelű fúrás 3118–3126 m (4), 1N, 40x
 - C Szinkinematikus gránát porfiroblaszt biotit zárvánnyal, gránátos kétcsillámú palában
Algyő-54 jelű fúrás 2688–2690 m (8), 1N, 40x
 - D Ortoklász, mikroklin és muszkovit sávok leptinitben. Ferencszállás-8 jelű fúrás 2535–2538,5 m (6), +N, 40x
- [123] Az Alföld kristályos aljzata III.
Gneisz és csillámpala eredetű tektonitok (A–B ÁRKAI P., C–D SZEDERKÉNYI T.)
- A Katakklázit, Kismarja Kism-3 jelű fúrás 851–858 m (2), N, 40x
 - B Blasztomilonit, gránát porfiroblasztal
Kaba-D-4 jelű fúrás 2174–2192 m (1), 1N, 40x
 - C Vakolat szerkezetű milonit; klorit, karbonát, kvarc és pirit
Algyő-22 jelű fúrás 2523–2535 m (14), 1N, 40x
 - D Ultramilonit, Ferencszállás K-2 jelű fúrás 2296–2303 m (3), N, 40x
- [124] Az Alföld kristályos aljzata IV.
Andaluzitos „felülbélyegzés” (SZEDERKÉNYI T.)
- A Andaluzit-halmaz gránátos-andaluzitos kétcsillámú palában. Algyő-85 jelű fúrás 2901–2902 m (5/2), 1N, 135x
 - B Andaluzit; gránátos-andaluzitos kétcsillámú palában, Algyő-51 jelű fúrás 2529,5–2530 m (6/1), 1N, 40x
 - C Andaluzit halmazok kétgenerációs biotittal és muszkovittal, gránátos-andaluzitos kétcsillámú palában
Ferencszállás-19 jelű fúrás 2648–2649 m (8), 1N, 40x
 - D Gránát porfiroblasztok és andaluzit halmazok gránátos-staurolitos-andaluzitos kétcsillámú palában, Üllés-31 jelű fúrás 2959–2960,5 m (7), 1N, 40x
- [125] Az Alföld kristályos aljzata V.
Epimetamorf képződmények (A–B ÁRKAI P., C–D SZEDERKÉNYI T.)
- A Kvarcfillit, kvarc-szericit „szálkás” továbbnövekedés törmelékeny eredetű kvarcscsék körül
Kiskunhalas Kiha-ÉK-33 jelű fúrás 2033–2039 m (8), +N, 160x
 - B Sávok karbonátfillit szöveti képe
Kiskunhalas Kiha-ÉK-33 jelű fúrás 2004–2015 m (4), 1N, 40x
 - C Penninhalmazok tufaeredetű kloritpalában
Ásotthalom-4 jelű fúrás 1174–1175 m (7/2), +N, 40x
 - D Márvány, Algyő-85 jelű fúrásban 2894–2896,5 m (4), 1N, 40x
- [126] Az Alföld kristályos aljzata VI.
Metatexit-gránit (A, B, D SZEDERKÉNYI T., C BUDA GY.)
- A Leukozom mikroklinnal, mirmekites jelekkel metatexitből, Mezőkovácsháza DK-1 jelű fúrás 1836–1841 m, +N, 40x
 - B Lithium-muszkovit muszkovitos gránitban
Ferencszállás-12 jelű fúrás 2365–2371 m (4), +N, 40x
 - C Mikroklin és mirmekites plagioklász gránitban
Soltvadkert Sol-É-1 jelű fúrás 1255–1264 m (7), +N, 160x
 - D Mirmekites plagioklász-mikroklin gránit albit szemcsékkel, Dombegyház DNY-1 jelű fúrás 1313–1315 m (2), +N, 40x

[121]



A



B



C



D



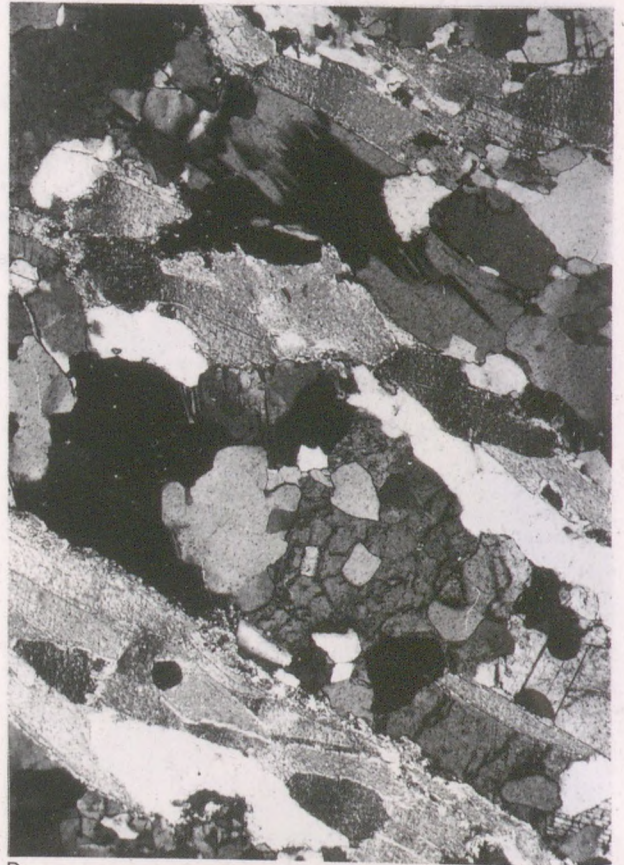
A



B



C



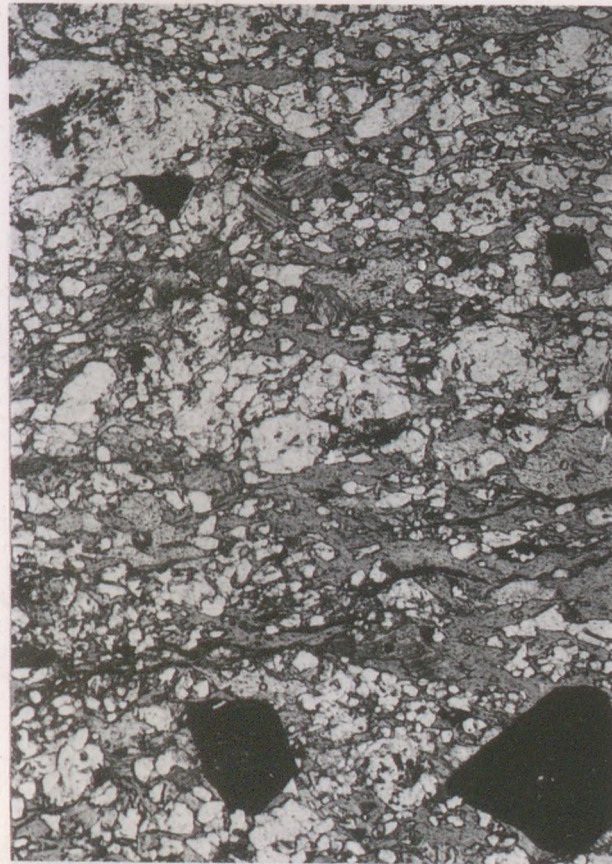
D



A



B



C



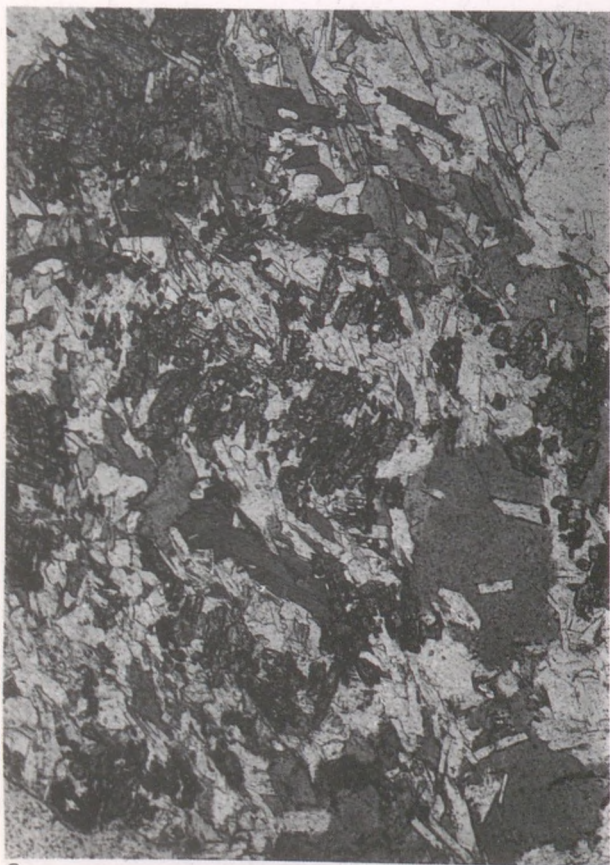
D



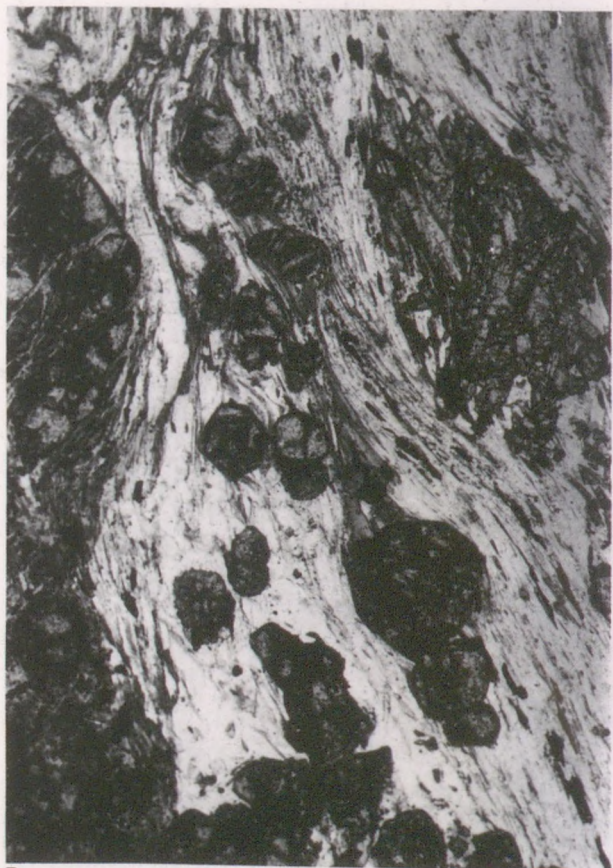
A



B



C



D



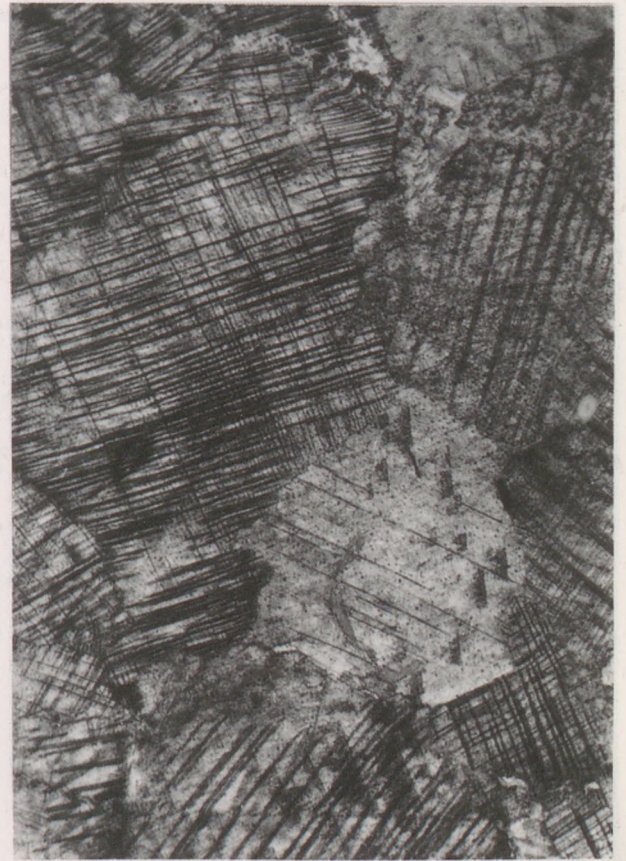
A



B



C



D



A



B



C



D

Irodalomjegyzék

Az Alföld kristályos aljzata

- ÁRKAI PÉTER 1987: Contribution to the knowledge of the polymetamorphic basement of the Great Plain (Pannonian Basin, East Hungary): the environment of the Derecske Depression. – *Fragm. Min. Pal.* 13, pp. 7–20.
- ÁRKAI PÉTER – NAGY GÉZA – DOBOSI GÁBOR 1985: Polymetamorphic evolution of the South-Hungarian crystalline basement, Pannonian Basin: geothermometric and geobarometric data. – *Acta Geol. Hung.* 28/3–4, pp. 165–190.
- ÁRKAI PÉTER – NAGY GÉZA – PANTÓ GYÖRGY 1975: Types of composition zoning in the garnets of polymetamorphic rocks and their genetic significance. – *Acta Geol. Hung.*, 19/1–2, pp. 17–42.
- BALÁZS ENDRE 1973: A szanki szénhidrogénmező rétegtani, ősföldrajzi és szerkezeti viszonyai. – *OGIL Műsz. Tud. Közlem.* 10, pp. 7–17.
- BALÁZS ENDRE – CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE – NUSSZER ANDRÁS – SZILI GYÉMÁNT PIROSKA 1986: An attempt to correlate the metamorphic formations of the Great Hungarian Plain and the Transylvanian Central Mountains (Munții Apuseni). – *Acta Geol. Hung.* 29/3–4, 317–320.
- BALÁZS ENDRE – CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE – SZILI GYÖRGYNÉ – NUSSZER ANDRÁS 1985: Kísérlet az Alföld metamorf képződményeinek az Erdélyi középhegységgel való azonosítására. – *Ált. Földt. Szemle* 21, pp. 223–231.
- BALÁZS ENDRE – JUHÁSZ ÁRPÁD 1969: A Dunántúl és a Nagyalföld medencealjzatának metamorf és mélységi magmás képződményei. – *OGIL Műsz. Tud. Közlem.* 1969, pp. 7–11.
- BALINTONI, I. 1985: Corrélation des unités lithostratigraphiques et tectoniques longeant le ruisseau d'Arieș, entre la Vallée de Iara et le Mont Găina (Monts Apuseni). – *Dări Seamă Ședint. Inst. geol. geofiz.*, 69/5, pp. 5–15.
- BALINTONI, I. 1986: Petrologic and tectonic features of the Highș-Drocea crystalline massif (Apuseni Mountains). – *Dări Seamă Ședint. Inst. geol. geofiz.* 70 – 71/5, pp. 5–21.
- BALKAY BÁLINT 1960: A magyarországi földkéreg szerkezete. – *Geofiz. Közlem.* 9/1–2, pp. 5–21.
- BALKAY BÁLINT 1974: Böckh Hugó, Irán és a „köztes tömeg”. – *Földt. Közl.* 104/2, pp. 232–239.
- BALKAY BÁLINT 1974: A globális tektonika lokális problémáiról. – *Földt. Kut.* 17/3, pp. 39–40.
- BALKAY BÁLINT 1975: Hozzászólás dr. Stegena Lajos, dr. Géczy Barnabás és Horváth Ferenc „A Pannon-medence késő kainozóos fejlődése” c. dolgozatához. – *Földt. Közl.* 105/4, pp. 531–533.
- BALLA ZOLTÁN 1982: Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: a new synthesis. – *Tectonophysics* 88/1–2, pp. 61–102.
- BALLA ZOLTÁN 1984: A kárpáti hurok és a Pannon-medence; kinematikai elemzés. – *Geofiz. Közlem.* 30/4, pp. 313–353.
- BALOGH KÁLMÁN 1972: Historical review of conceptions referring to the Pannonian Mass. – *Geol. Práce, Správy* 58, pp. 5–28.
- BALOGH KÁLMÁN – KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1968: Tektonische Karte Ungarns im Masstabe 1 : 1 000 000. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 12/1–4, pp. 255–262.
- BENEFY LÁSZLÓ 1965: A Magyar-medence mélyszerkezetének balkáni, dinári és kelet-alpi vonatkozásai. – *Földr. Ért.* 14/4, pp. 387–419.
- BENEFY LÁSZLÓ 1968: Ádatok a Pannóniai-masszívum belső szerkezetének ismeretéhez. – *Földr. Közlem.* 16/92/4, pp. 289–313.
- BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ 1971: A bácskai paleo-mezozóos rögvonulat folytatása az öttömösi területen. – *Földt. Közl.* 101/1, pp. 26–33.
- BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ – CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE 1985: A nagykovácsi preneogén aljzat földtani felépítése. – *Földt. Közl.*, 115/3, pp. 249–266.
- BLEAHU, M. – BORDEA, S. – LUPU, M. – ȘTEFAN, A. – PATRULIUS, D. – PANIN, Ș. 1981: The structure of the Apuseni Mountains. – *XII. Congr. Carp. Balk. Geol. Assoc. Bucharest. Guide to excursion B₃*.
- BODZAY ISTVÁN 1977: Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatói perspektíváinak megítéléséhez. – *Ált. Földt. Szemle* 10, pp. 113–184.
- BOECKH HUGÓ – LEES, G.M. – RICHARDSON, F.D.S. 1929: Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian ranges. In Gregory, J.W. (Ed.): *Structure of Asia*. – London, Methuen.
- BOGSCH LÁSZLÓ 1948: A Kárpát-medence fejlődéstörténete és földtani felépítésének vázlata. – *Orsz. Földregészvizsgáló Int. Kiadv.*, C/6.
- BUDA GYÖRGY 1972: Magyarországi granitoid kőzetek genetikai és tektonikai csoportosítása, különös tekintettel a földpátok vizsgálatára. – *Geonómia és Bányászat. MTA. X. Oszt. Közl.* 5/1–2, pp. 21–26.
- BUDA GYÖRGY 1981: Genesis of the Hungarian granitoid rocks. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 24/2–4, pp. 309–318.
- BUDA GYÖRGY 1985: Variszkuszi korú kollíziós granitoidok képződése. – *Kandidátusi értekezés*.
- CHANNEL, J.E.T. – HORVÁTH FERENC 1976: The African/Adriatic promontory as a palaeogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho – Balkan region. – *Tectonophysics* 35/1–3, pp. 71–101.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE 1978: A Kiskunhalas-Ny-3. szénhidrogénkutató fúrással feltárt alópannóniai bazalt és proterozoi migmatit képződményekről. – *Földt. Közl.* 108/1, pp. 53–64.

- CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE 1983: Migmatite belts in the basement complex of the region between Danube and Tisza. – Anu. Inst. geol. geofiz. 61, pp. 23–29.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE 1985: A Duna–Tisza köze kristályos alaphegységének litozstratigráfiai felosztása. – Ált. Földt. Szemle 21, 117–194.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE 1985: Az Erdélyi-középhegység metamorf kőzetekből felépülő takaróinak ismertetése. – Ált. Földt. Szemle 21, pp. 195–221.
- CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE 1986: Petrography of the crystalline basement of the Danube – Tisza Interfluve (Hungary). – Acta Geol. Hung. 29/3–4, pp. 321–339.
- CSÍKY GÁBOR 1963: A Duna – Tisza köze mélyszerkezeti és ösföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. – Földr. Közlem. 11/87/, 1, pp. 19–35.
- CSONGRÁDI BÉLÁNÉ 1966: Rétegtani és közettani adatok az algyői terület mélyföldtanához. – Kőolaj- és Földgázbányászat, pp. 338–344.
- CSONGRÁDI BÉLÁNÉ 1976: Az ásothalmi kutatási terület szerkezeti viszonyai. – OGIL Műsz. Tud. Közlem. 12, pp. 15–24.
- DANK VIKTOR 1962: A Nagyalföld déli részének mélyföldtani viszonyai. – Egyetemi doktori értekezés.
- DANK VIKTOR 1963: Subsurface geology of the southern Great Hungarian Plain as shown by oil drillings. – Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol. 6, pp. 15–45.
- DANK VIKTOR 1963: A dél-alföldi neogén medencék rétegtani viszonyai és kapcsolatuk a dél-baranyai és jugoszláviai területekhez. – Földt. Közl. 93/3, pp. 304–324.
- DANK VIKTOR 1964: A dél-alföldi kőolaj- és földgázkutatások története, eredményei és kilátásai. – Bány. Koh. Lapok 97/11, pp. 775–788.
- DANK VIKTOR 1965: A dél-alföldi neogén medencérszek mélyszerkezeti viszonyai és kapcsolatuk a dél-baranyai és jugoszláviai területekkel. – Földt. Közl. 95/2, pp. 123–139.
- DANK VIKTOR 1988: Petroleum geology of the Pannonian Basin, Hungary: an Overview. – AAPG Memoir 45, pp. 319–332.
- DANK VIKTOR – BÁN ÁKOS 1966: Az algyői kőolaj és földgázélfordulás földtani viszonyai és termeltesének elvei. – Földt. Kut. Különszám, pp. 1–25.
- DANK VIKTOR – BODZAY ISTVÁN 1970: A magyarországi potenciális szénhidrogénkészletek földfejlődési háttere. – OKGT Kiadv.
- DANK VIKTOR – FÜLÖP JÓZSEF et al. 1967: Magyarország paleozóos és mezozóos képződményeinek fedetlen földtani térképe. M = 1 : 500 000. – Földt. Int. Kiadv.
- DANK VIKTOR – FÜLÖP JÓZSEF et al. 1990: Magyarország szerkezetföldtani térképe. M = 1 : 500 000. – Földt. Int. Kiadv.
- DIMITRESCU, R. 1981: Hypothèses sur la structure du soubassement du secteur sud-oriental de la Depression Pannonique. – Rev. roumaine Géol. Géophys. Géogr. Ser. Géol. 25, pp. 31–35.
- FACSINAY LÁSZLÓ – TOLMÁR GYULA – VARGA IMRE 1965: Dél-Tiszántúl geológiai-geofizikai elemzése. – Földt. Kut. 8/3, pp. 23–31.
- FLÜGEL, H.W. 1975: Evolution and palaeogeography of the Variscan of Neo-Europe. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 22/1, pp. 3–7.
- FÜLÖP JÓZSEF – DANK VIKTOR et al. 1987: Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. M = 1 : 500 000. – Földt. Int. Kiadv.
- GÁLFI JÁNOS – STEGENA LAJOS 1960: Deep reflections and crustal structure in the Hungarian Basin. – Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol. 3, pp. 41–47.
- HORVÁTH FERENC – ROYDEN, L.H. 1981: Mechanism for the formation of the Intra-Carpathian basins: A review. – Earth Evol. Sci. 3–4, pp. 307–316.
- HORVÁTH FERENC – STEGENA LAJOS – GÉCZY BARNABÁS 1974: Szialikus és szimaikus ívközi medencék. – Földt. Kut. 17/3, pp. 11–16.
- IANOVICI, V. – BORCOŞ, M. – PATRULIUS, D. – LUPU, M. – DIMITRESCU, R. – SAVU, H. 1976: Geologia Munţilor Apuseni. – Acad. R.S.R. Bucureşti.
- JANTSKY BÉLA 1979: A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. – Földt. Int. Évk. 60.
- JANTSKY BÉLA 1980: The Precambrian in Hungary: latest results of research. – Anu. Inst. geol. geofiz. 57, pp. 433–457.
- JANTSKY BÉLA – BALÁZS ENDRE – CSEREPES-MESZÉNA BERNADETTE 1988: Precambrian in the basement of the Pannonian Basin. In Zoubek, V. (Ed.): Precambrian in Younger Fold Belts (pp. 687–711). – John Wiley et Sons, Chichester/New York/Brisbane/Toronto/Singapore.
- JUHÁSZ ÁRPÁD 1965: Adatok a Duna–Tisza köze metamorf és magmás medencealjzatának ismeretéhez a soltvadkertti és miskei fúrások alapján. – Földt. Közl. 95/4, pp. 375–381.
- JUHÁSZ ÁRPÁD 1966: Szank és környékének harmadidőszaknál idősebb földtani képződményei. – Földt. Közl. 96/4, pp. 427–435.
- JUHÁSZ ÁRPÁD 1969: A Duna–Tisza köze mélységi magmás és metamorf képződményei. – Földt. Közl. 99/4, pp. 320–336.
- JUHÁSZ ÁRPÁD 1982: Magyarország legősibb kristályos kőzetei és kapcsolatuk a kárpáti–alpi hegységkezzel. – Földr. Közlem. 30(106), 1, pp. 7–21.
- JUHÁSZ ÁRPÁD 1986: Kristályospalák az Alföld medencealjzatában. – Tudomány 4, pp. 44–47.
- KEMENCI, R. 1977: Kristalasti skriljci Vojvodine. In Geologija Srbije. III-2 Metamorfizam (pp. 237–251). – Beograd.
- KEMENCI, R. 1991: The magmatites and metamorphites in the regional, structural units of the Tertiary

- basement in Vojvodina (Yugoslavia). – *Serb. Acad. Sci. Arts Acad. Conf. Dept. Nat. Math. Sci.* 62/4, pp. 227–242.
- KEMENCI, R. – ČANOVIĆ, M. 1975: Preneogena podloga Vojvodjanskog dela Panonskog basena. – *IV. Znan. skup. JAZU*, pp. 248–256. Stubičke Toplice.
- KERTAI GYÖRGY 1957: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. – *Földt. Közl.* 87/4, pp. 383–394.
- KOBER, L. 1921: *Der Bau der Erde*. – Borntraeger, Berlin.
- KÓKAI JÁNOS – POGÁCSÁS GYÖRGY 1990: Tectono-stratigraphical evolution and hydrocarbon habitat of the Pannonian Basin. In Spencer, A.M. (ed.): *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons*. – Oxford University Press, pp. 307–316.
- KOVÁCS SÁNDOR 1982: Problems of the „Pannonian Median Massif” and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic – Early Mesozoic isopic zones. – *Geol. Rdsch.* 71/2, pp. 617–639.
- KOVÁCS SÁNDOR 1984: Tiszia-probléma és lemeztectonika – kritikai elemzés a koramezozóos fácieszónák eloszlása alapján. – *Földt. Kut.* 27/1, 55–72.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1956: A Tiszántúl északi részén végzett kőolajkutatás földtani eredményei. – *Földt. Közl.* 86/4, pp. 390–402.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1957: A Tiszántúl mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatás kilátásai szempontjából. – *Bány. Koh. Lapok* 12/90/, 9, pp. 491–503.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1959: A Nagy Magyar Alföld flis jellegű képződményei. – *Földt. Közl.* 89/2, 115–124.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1962: A Nagy Magyar Alföld mélyföldtani és kőolajföldtani viszonyai. – *Kandidátusi értekezés*.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. – *Földt. Közl.* 93/2, pp. 153–172.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1964: Tectonics of the basin areas of Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 8, pp. 377–394.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1965: Geologischer Bau der ungarischen Becken. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 116/2, pp. 292–307.
- KÖRÖSSY LÁSZLÓ 1966: Paleozoikum. In Rónai A. – Moldvay L. (Eds.): *Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához* L–34–IV. Debrecen (p. 26). – *Földt. Int. Kiadv.*
- KRÄUTNER, H.G. 1989: Similar trends of prealpine geological evolution in the Carpathians and in the Variscian Central Europe. – *IGCP Project 276, Newsletter* 1, pp. 43–58.
- KURUCZ BÉLA 1965: Mélyföldtani adatok Mezőhegyes, Pitvaros, Végegyháza területéről. – *Földt. Közl.* 95/2, pp. 198–204.
- KURUCZ BÉLA 1977: Pusztaföldvár–Battonya közötti terület medencealjzatának képződményei és hegység szerkezete. – *Egyetemi doktori értekezés*.
- LÓCZY LAJOS 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepődése. In *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* (I. kötet, I. rész, I. szakasz). M. Földrajzi Társaság Balaton-bizottsága.
- LÓCZY LAJOS 1918: Magyarország földtani szerkezete. In Lóczy L. (Szerk.): *A magyar szent korona országainak földrajzi, társadalomtudományi, közművelődési és közgazdasági leírása*. (pp. 5–43). – Kilián Frigyes utóda.
- IFJ. LÓCZY LAJOS 1923: Magyarország hegység szerkezetének vázlata. – *Földt. Szemle* 1/3, pp. 109–115.
- MESZÉNA BERNADETTE 1973: Az öttömösi szénhidrogén-kutatási terület földtani felépítése. – *OGIL Műsz. Tud. Közlem.* 10, pp. 25–35.
- MESZÉNA BERNADETTE 1976: A Mezőhegyes–végegyházai kutatási terület földtani felépítése. – *OGIL Műsz. Tud. Közlem.* 12, pp. 25–35.
- MEZŐSI JÓZSEF – MOLNÁR ERIKA 1971: Mineral facies investigations in the Algyő area. – *Acta Mineral. Petrogr. Szeged*, 20/1, pp. 113–125.
- MITUCH ERZSÉBET 1969: Kurze Zusammenfassung der in Ungarn durchgeführten seismischen Tiefsondierungen; die in 1967 – 1968 erhaltenen neuen Ergebnisse. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, pp. 259–266.
- MOJSISOVICS, E. 1880: West-Bosnien und türkisch-Croatien. In Mojsisovics, E. – Tietze, E. – Bittner, A.: *Grundlinien der Geologie von Bosnien–Herzegovina* (pp. 1–100). – A. Hölder, Wien.
- MUCSY MIHÁLY 1979: A Dél-Alföld földtana, fejlődéstörténeti és ősföldrajzi vázlata. – *Alföldi Tanulmányok* 1979, 3, pp. 7–30.
- NEMESI LÁSZLÓ – HOBOT JÓZSEF 1981: A Tiszavidék és a Tiszántúl mélyszerkezetének geoelektromos kutatása. – *Geofiz. Közlem.* 27, pp. 3–98.
- NIKOLIĆA, D. – KEMENCI, R. 1962: Geološki i petrografski sastav neogene podloge u oblasti Vojvodine. – *Referati v Savetovanja* 1, pp. 243–252. Beograd.
- NUSSZER ANDRÁS 1985: A Pusztaföldvári Metamorfitt területi egység képződményei. – *Ált. Földt. Szemle* 21, pp. 49–78.
- NUSSZER ANDRÁS 1986: Formations of the Pusztaföldvár Metamorphite Regional Unit. – *Acta Geol. Hung.* 29/3–4, pp. 283–304.
- PAP SÁNDOR 1976: Alföldi és Északi-középhegységi kőolaj- és földgázról közlő kőzetek. – *Földt. Közl.* 106/Supplementum, pp. 555–580.
- PÁVAI VAJNA FERENC 1931: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. – *Földt. Közl.* 60/1–12, pp. 7–33.
- POMPECKJ, J.F. 1897: Paläontologische und stratigraphische Notizen aus Anatolien. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 49/4, pp. 713–828.

- PRINZ GYULA 1926: Magyarország földrajza. I. Magyarország földjének származása, szerkezete és alakja. – Danubia Könyvkiadó, Pécs.
- ROZLOZSNIK PÁL 1906–1907: A Nagybihar metamorph és paleozóos kőzetei. – Földt. Int. Évk. 15/2, pp. 125–158.
- ROZLOZSNIK PÁL 1937: A Bihar-hegycsoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében. – Math. és Term.tud. Ért. 55, pp. 46–74.
- ROZLOZSNIK PÁL 1939: A Bihar- és Béli-hegységek földtani viszonyai. I. Alaphegység és paleozoikum. – Geol. Hung. Ser. Geol. 7, 1–200.
- SÄNDULESCU, M. 1975: Essai de synthése structurale des Carpathes. – Bull. Soc. geol. France, Ser. 7, 17/3, pp. 299–358.
- SCHIEFFER VIKTOR 1957: Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához. – Geofiz. Közlem. 6/1–2, pp. 73–103.
- SCHIEFFER VIKTOR 1960: A magyar „közbülső tömeg” kérdéséhez. – Geofiz. Közlem. 9/1–2, pp. 55–68.
- SCHIEFFER VIKTOR 1963: Adatok a Vardaridák és a Bánáti-árok felszínalatti vonulatainak követéséhez a Kárpát-medencékben. – Földt. Közl. 93/3, pp. 286–303.
- SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT 1931: A magyar közbenső tömeg töréses szerkezete. – Debreceni Szemle, pp. 1–16.
- SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT 1956: Tektonische Studien aus dem ungarischen Zwischengebirge, als Beispiele zur theoretischen und praktischen Anwendung der Geomechanik. – Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, Stuttgart, pp. 441–452.
- SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT 1961: Geomechanikai szempontok a magyar mezozóos kratoszinklinálisok kialakulásához és főbb hegység szerkezeti vonásaik értelmezéséhez. – Földt. Int. Évk. 49/3, pp. 747–758.
- SOMFAI ATTILA 1980: A Nagyalföld medencealjazat felépítő metamorfitek szénhidrogén-tárolási perspektívása, kutatásuk lehetőségei. – Bány. Koh. Lapok. Kőolaj és Földgáz 13/113/3, pp. 69–72.
- STEGENA LAJOS 1964: The structure of the Earth's crust in Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 8, pp. 413–431.
- STEGENA LAJOS 1967: A Magyar medence kialakulása. – Földt. Közl. 97/3, pp. 278–285.
- STEGENA LAJOS 1972: Lemeztektonika, Tethys és a Magyar-medence. – Földt. Közl. 102/3–4, pp. 280–300.
- STEGENA LAJOS – KISS JÁNOS 1967: A kálium–argon módszer és néhány hazai alkalmazása. – Geofiz. Közlem. 16/1–2, pp. 101–107.
- SÜMEGHY JÓZSEF 1947: Adatok az Alföld földtani felépítéséhez. – Földt. Int. Évi Jel. Beszámoló a vitatésekről 9/1–6, pp. 61–71.
- SÜMEGHY JÓZSEF 1953: A Duna–Tisza közének földtani vázlata. – Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 233–264.
- SZABÓ ZOLTÁN – KILÉNYI ÉVA – BARDÓCZ BÉLA 1984: Bouguer anomaly–depth to basement relations in the southern part of the Danube–Tisza interfluvium, Hungary. – Geofiz. Közlem. 30/4, pp. 411–424.
- SZALAI TIBOR 1960: A Kárpátok keletkezése. Tisia. – Földr. Ért. 9/4, pp. 439–461.
- SZALAI TIBOR 1970: Die annonische Masse (Tisia). – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14, pp. 71–82.
- SZALAY ÁRPÁD 1977: Metamorphic–granitogenic rocks of the basement complex of the Great Hungarian Plain, Eastern–Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged 23/1, pp. 49–69.
- SZALAY ÁRPÁD 1983: Metasomatic alteration of metamorphic, granitoid rocks in the basement of the Great Plain. – Acta Geol. Hung. 26/3–4, pp. 359–374.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR 1967: Elgondolások a Kárpáti medencerendszer mélyszerkezeti és magmatektonikai vizsgálatához. – MTA X. Oszt. Közl. 1/1–2, pp. 41–65.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR 1967: A map of geological evolution of South Eastern Europe. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11/1–3, pp. 187–203.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR 1970: Subsidence and structural evolution mechanism in the Pannonian Basin. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14, pp. 83–93.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR 1978: Tisia és lemeztéktonika. – Földr. Közlem. 26/102/4, 305–315.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – ÁRKAI PÉTER et al. 1976: Map of metamorphites in the Carpatho-Balkan–Dinaride area, M–1 : 1000 000–KBGA–KFH–MTA–GKL Kiadv. Budapest.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – BUBICS ISTVÁN – JUHÁSZ ÁRPÁD – ORAVECZ JÁNOS – PANTÓ GÁBOR – SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1967: Metamorphose in Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 11/1–3, pp. 49–58.
- SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR – JUHÁSZ ÁRPÁD – BALÁZS ENDRE 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, pp. 27–34.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1980: Model for the presentation of Variscan and pre-Variscan events along the Hungarian part of Geotraverse C. – In Sassi, F.P. (Ed.): IGCP Project 5, Newsletter 2, (pp. 64–66). – Padova.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1981: Characteristic Pre-Mesozoic rock-columns along the Hungarian part of Geotraverse C. In Karamata S. – Sassi F.P. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 3, (pp. 132–137). Belgrade/Padova.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1982: Lithostratigraphic division of the crystalline mass in South Transdanubia and the Great Hungarian Plain. In Sassi

- F.P. – Varga I. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 4, (pp. 101–106). – Padova/Bratislava.
- SZEDERKÉNYI TIBOR 1984: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. – Akadémiai doktori ért.
- SZEDERKÉNYI TIBOR – ÁRKAI PÉTER – LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI 1991: Crystalline groundfloor of the Great Hungarian Plain and South Transdanubia, Hungary. – Serb. Acad. Sci. Arts Acad. Conf. Dept. Nat. Math. Sci. 62/4, pp. 261–273.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1962: Mélyföldtani adatok a Nagykőrös–kecskeméti területéről. – Földt. Közl. 92/1, pp. 40–52.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1967: Paleozóikum. In Rónai A. (Ed.): Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–VIII. Kecskemét (pp. 32–34). – Földt. Int. Kiadv.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1967: Archeozóikum, paleozóikum. In Rónai A. (Ed.): Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–IX. Kecskemét (pp. 29–33). – Földt. Int. Kiadv.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1968: A kristályos aljzat fontosabb közettípusai a Duna–Tisza köze középső és déli részén. – Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról, pp. 257–289.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1969: Közettani adatok a battonyai gránit ismeretéhez. – Földt. Int. Évi Jel. 1967-ről, pp. 227–266.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1971: Paleozóikum, archeozóikum. In Rónai A. (Ed.): Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L–34–XIV. Kiskunhalas (pp. 19–27). – Földt. Int. Kiadv.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1972: A Tiszántúl középső részének júra időszaki képződményei, a szénhidrogénkutató fúrások adatai alapján. – Földt. Int. Évi Jel. 1970-ről, pp. 67–78.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1973: A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolata. – Ált. Földt. Szemle 3, pp. 5–57.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1973: Közettani adatok a Közép-Tiszántúl kristályos aljzatának ismeretéhez. – Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről, pp. 141–168.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1973: A Tiszántúl északnyugati részének felsőkréta és paleogén korú képződményei. – Akadémiai Kiadó.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1974: Archeozóikum, paleozóikum. In Rónai A. (Ed.): Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L–34–XV. Szeged – L–34–XVI. Gyula (pp. 29–51). – Földt. Int. Kiadv.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1975: Archeozóikum, paleozóikum. In Rónai A. (Ed.): Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–X. Békéscsaba (pp. 20–30). – Földt. Int. Kiadv.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1975: Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlatja. – Ált. Földt. Szemle 8, pp. 25–59.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1976: A Duna–Tisza köze déli részének metamorf kőzetei. – Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról, pp. 147–166.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1977: Az Alföld mezozóos más képződményei. – Földt. Közl. 107/3–4, pp. 384–397.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1979: A Tiszántúl és az Erdélyi-középhegység (Munții Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. – Ált. Földt. Szemle 12, pp. 121–198.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1980: A Tiszántúl és az Erdélyi-középhegység (Munții Apuseni) nagyszerkezeti kapcsolatai. – Földt. Int. Évi Jel. 1978-ról, pp. 173–186.
- SZÉKYNÉ FUX VILMA – PAP SÁNDOR – BARTA ISTVÁN 1985: A nyírségi Nagyecsed-I. és Komoró-I. fúrások földtani eredményei. – Földt. Közl. 115/1–2, pp. 63–77.
- SZÉNÁS GYÖRGY 1974: A lemeztectonika és bírálata. – Földt. Kut. 17/3, pp. 35–38.
- SZÉNÁS GYÖRGY 1977: Geofizika és földszerkezet. – Geofiz. Közl. 24, pp. 5–38.
- SZILI-GYÉMÁNT PIROSKA 1986: Metamorphic formations in Tiszántúl: the Körös–Berettyó and the Álmosd Units. – Acta Geol. Hung. 29/3–4, pp. 305–316.
- SZILI GYÖRGYNÉ 1985: A tiszántúli Körös–Berettyó, Álmosdi egységek metamorf képződményeinek közettani jellemzése szénhidrogénkutató fúrások alapján. – Ált. Földt. Szemle 21, pp. 79–115.
- SZLAVIN, V.I. 1961: A közbenső tömegek problémája az alpi geoszinklinális területén. – Földt. Int. Évk. 49/3, pp. 769–774.
- SZUROY GÉZA 1948: A Nagy Magyar Alföld földtörténeti és hegyszerkezeti vázlatja. – Földt. Közl. 78, pp. 206–216.
- TELEGDI ROTH KÁROLY 1929: Magyarország geológiája I. A magyar föld és az azt környező területek hegyszerkezetének kialakulása. – Tudományos Gyűjtemény 104. Danubia Könyvkiadó, Pécs.
- TELEGDI ROTH KÁROLY 1938: A Kárpátok kialakulása. – Földt. Ért. 3/1, pp. 1–14.
- T. KOVÁCS GÁBOR 1965: A battonyai terület mélyföldtani felépítése. – Földt. Közl. 95/2, 183–189.
- T. KOVÁCS GÁBOR 1967: Az ebesi földgázmező szénhidrogénföldtani viszonyai. – Bány. Koh. Lapok 100/11, pp. 787–792.
- T. KOVÁCS GÁBOR 1971: Soltvadkerti mélyfúrások földtani eredményei. – Földt. Kut. 14/1–2, pp. 1–5.
- T. KOVÁCS GÁBOR 1973: A Duna–Tisza köze déli részének földtani fejlődéstörténete. – Egyetemi doktori értekezés.
- T. KOVÁCS GÁBOR 1978: Palaeozoic and Precambrian formations of the area of Algyő, Ferencszállás and Kiskundorozsma Areas. – Acta Mineral Petrogr. Szeged 23/2, pp. 267–278.

- T. KOVÁCS GÁBOR – KURUCZ BÉLA 1984: A Dél-Alföld mezozoikumnál idősebb képződményei. – Földt. Int. Alk. Kiadv.
- TOLLMANN, A. 1969: Die tektonische Gliederung des Alpen-Karpaten-Bogens. – *Geologie* 18/10, pp. 1131–1155.
- URBANCSEK JÁNOS 1963: Jánoshalma környékének földtana és felszínalaktana. – *Földr. Ért.* 12/1, pp. 1–33.
- VADÁSZ ELEMÉR 1935: A Mecsek hegység. – *Magyar Tájak Földtani Leírása* 1, pp. 1–180.
- VADÁSZ ELEMÉR 1953: Magyarország földtana. – Akadémiai Kiadó.
- VADÁSZ ELEMÉR 1954: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. – *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 14/1–3, pp. 217–248.
- VADÁSZ ELEMÉR 1955: A Magyar Alföld mélyszerkezete. – *Természet és Társadalom* 114/9, 518–522.
- VADÁSZ ELEMÉR 1955: Grosstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 3, pp. 207–244.
- VADÁSZ ELEMÉR 1960: Magyarország földtana. (2. átdolgozott kiadás.) – Akadémiai Kiadó.
- VADÁSZ ELEMÉR 1961: On the problem of the Hungarian median „massif”. – *Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol.* 4, pp. 105–119.
- VADÁSZ ELEMÉR 1962: Répartition dans l'espace et dans le temps et tectonique magmatique du magmatisme en Hongrie. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 7/1–2, pp. 129–158.
- VAJK RAUL 1943: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. – *Földt. Közl.* 73/1–3, pp. 17–38.
- VÖLGYI LÁSZLÓ 1959: A nagyalföldi kőolajkutatás újabb földtani eredményei. – *Földt. Közl.* 89/1, 37–52.
- VÖLGYI LÁSZLÓ – SUBA SÁNDOR – BALLA KÁLMÁN – CSALAGOVITS ISTVÁN 1970: Magyarország szénhidrogéntelegei, Algyő. – OKGT Kiadv.
- WEIN GYÖRGY 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, pp. 399–436.
- WEIN GYÖRGY 1978: A Kárpát-medence kialakulásának vázlata. – *Ált. Földt. Szemle* 11, pp. 5–34.

Permokarbon molassz az Alföld aljzatában

A felsőkarbon és perm posztorogén molassz képződésére az Alföld kristályos aljzatán feltehetően kiterjedten megvolt a lehetőség. Leginkább a Mecseki szerkezeti övben, ahol ezt a törteli, nagykőrösi és soltvadkerti felsőkarbon is igazolja. Üllésen, Forráskúton, Ruzsán, Szegeden és Ferencszálláson pedig a kristályos alaphegységet borító nagy vastagságú premezozóos lejtőtörmelék sorolható ide. A kristályos medencealjzat fúrásokkal feltárt vonulatai azonban a legnagyobb lepusztulásnak kitett területek. Feltehetően a mezozóos pásztták fekvőjében teljesebb a prevariszkuszi rétegösszlet. Az ismert előfordulásokról is csak kevés adat áll rendelkezésünkre.

A Törtel Tö–11 jelű fúrás 1382–1587 m között tart fel felsőkarbonnak tekinthető, sötétszürke homokkő, aleurolit és agyagpala váltakozásából álló rétegsort. A homokkő jól osztályozott. A szemcsék közel 50%-a szericitesedett ortoklász és üdébb, ikerlemezes, savanyú plagioklász. Gyakori elegyrész még a kvarc, kovapala, finom szemű eruptívum és a muszkovit. Ez a kőzetkifejlődés típusos arkózának tekinthető. Feltűnő, hogy a földpáttörmelékben nincs mikroklin, ami a mig-

matit és a granitoid képződmények későbbi eróziós feltárásával magyarázható. A felsőkarbon lepusztulásából származó kavicsok gyakori alkotórészei a törteli „flis” konglomerátumnak. A Tö–1 és –5 jelű fúrásokban feltárt polimikt eocén alapbreccsa és konglomerátum nagyobb szállítást nem szenvedett, legdurvább törmelékdarabjai főleg sötétszürke homokkő és agyagpala anyagúak.

Két nagykőrösi fúrás is feltárt törmelékes felsőkarbont. Az NkÚ–2 jelű fúrás 1286 és 1291 m között, az NkÚ–4 jelű fúrás pedig 1316 és 1500 m között, szakaszos magfúrással harántolt kovás homokkő és kovás-antracitos agyagpala váltakozásából álló rétegsort. Mindkét kőzettípus vékony (mm–cm nagyságrendű) szürke–sötétszürke rétegekből áll attól függően, hogy mennyi antracit, ill. homokszemcse található bennük. A homokkörétegek 0,05–0,2 mm nagyságú, egymásba fogazódott kvarcsemcsékből, alárendeltebben földpáttörmelékből állnak. A kötőanyag kriptokristályos kova, amelyben vékony szericitlemezek, agyagásványhalmazok és szervesmaradvány-foltok figyelhetők meg. A sötétszürke–fekete agyagpalából hiányoznak a homokszemcsék, és a kőzet főleg

antracitból, szericitből, és agyagásványhalmazokból áll. A kőzetrésekben gyakori a pirit, jellegzetesek a vékony, másodlagos kvarcerek. A képződmény felsőkarbon korára posztorogén jellege, jelentős antracitosodott szervesanyag-tartalma, és az NkÚ-3 jelű fúrásban 1345–1350 m között feltárt Jakabhegyi Homokkőben található kavicsai utalnak.

A Soltvadkert Sol-9 jelű fúrás rétegsorában, miocén képződmények alatt, közel 10 m vastagságban sötétszürke, préselt, kalciterekkel átjárt aleurolitpalát és szericites agyagpalát határoztak meg. Nagy valószínűséggel a felsőkarbon posztorogén molassz formációba sorolható.

Az algyői kristályos alaphegységi kiemelkedésen, Üllés, Forráskút, Ruzsa, Szeged és Ferencszállás területén mintegy 200 m vastagságú premezozóos, feltehetően permokarbon molassz lejtőtörmelék található. A kristályospala lejtőtörmelék számos helyen sötétszürke–fekete, agyagos–homokos–pirites alapanyagba ágyazódik. A képződményt később hidrotermális metasomatózis érte, és az alapanyagot agyagos–kaolinos–szericites összetételűvé alakította. A metamorfit törmelék is szericitesedett–kloritosodott.

Korábban az Alföld medencealjzatában számos helyről írtak le permi vörös homokkővet. A Jakabhegyi Homokkő alsótriászba sorolása és „transzgresszív” jellegének felismerése nyomán a helyzet megváltozott: talán túlzott mértékben is „eltűnt” a vörös perm az Alföld aljzatából. Az üledékfolytonossággal alsótriász anhidrites–dolomitos kifejlődésbe átmenő Jakabhegyi Homokkő besorolása ugyan nem lehet kétséges, de a számos helyen feltárt vörös homokkő, konglomerátum és aleurolit egy része feltehetően perm időszaki képződmény.

Irodalomjegyzék

Permokarbon molassz az Alföld aljzatában

- BÉRCZINÉ MAKK ANIKÓ – CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE 1985: A nagykőrösi preneogén aljzat földtani felépítése. – Földt. Közl. 115/3, pp. 249–266.
- JUHÁSZ ÁRPÁD 1965: Adatok a Duna–Tisza-köze metamorf és magmás medencealjzatának ismeretéhez a soltvadkerti és miskei fúrások alapján. – Földt. Közl. 95/4, pp. 375–381.

SZEDERKÉNYI TIBOR 1984: Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. – Akadémiai doktori értekezés.

SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1967: Kőzettani adatok a törteli terület mélyföldtanához. – Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről, pp. 459–476.

SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1967: Paleozóikum. In Rónai A. (Ed.) Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához L–34–VIII. Kecskemét (p. 34). – Földt. Int. Kiadv.

SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1968: A kristályos aljzat fontosabb kőzettípusai a Duna–Tisza köze középső és déli részén. – Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról, pp. 257–289.

T. KOVÁCS GÁBOR 1971: Soltvadkerti mélyfúrások földtani eredményei. – Földt. Kut. 14/1–2. pp. 1–5.

Gyűrűfői riolit formáció

Az Alföld paleozóos rétegösszlete az alsóperm idején már a kristályos képződményeket is nagy területeken feltáró mértékig lepusztult. A Dél-Alföldön ezért gránitra és kristályospalára ömlött a variszkuszi szubszekvans riolit vulkanizmus lávája és tufája. A perm végére és még inkább napjainkra ennek is csak a foszlányai maradtak meg a szárazföldi lepusztulásnak kitett területeken. Egykor összefüggő alsóperm vulkáni összletet ismerünk Battonya, Pitvaros és Mezőkovácsháza környékén. Az ásvány–kőzettani kifejlődés alapján az eredeti vulkáni szerkezet is rekonstruálható.

A kitörési centrum a battonyai vulkáni tömeg Ny-i részén a Bat-21, -52, -55 jelű fúrások területén lehetett. Itt a legegyszerűsebb a kőzetszövet, és legnagyobb méretűek a porfíros beágyazások. Innen kifelé haladva egyre finomabb szemcsés és fluidális jellegű a kőzetszövet. A peremi részeken hirtelen lehűléssel keletkezett, kevés porfíros beágyazást tartalmazó, erősen üveges a kőzetszövet (Bat-20, -40, -59, Pit-2). A legkeletibb Bat-7, Mez-1 jelű fúrások rétegsorában összetöredezett és összesült hólyagos lávát, a Mez-1 jelű fúrás rétegsorában ezenkívül összesült, horzszaköves vulkáni tufát találtak. A vulkáni működés kezdetét képviselő, gránittörmeléket tartalmazó horzszaköves tufát tárt fel a Pit-1 jelű fúrás.

Szabad szemmel a riolit szürkésibolya, barnásszürke, szürke színű; igen kemény, porfíros szövetű, litoklázisokkal sűrűn átjárt kőzet. A fi-

nom szemű, néha üveges alapanyagban egyenletesen sűrűn vagy ritkábban helyezkednek el az 1–2 mm nagyságú porfíros beágyazások: dihexaéderes füstszürke kvarc, víztiszta vagy szürkésfehér, zöldes, ill. vöröses színű földpátkristályok. A beágyazások mennyisége a központi területen a kőzet össztömegének közel 50%-a. Ez a kőzetkifejlődés a legvilágosabb. A peremi részek szabad szemmel is feltűnően fluidális kőzetkifejlődése sötétebb színű, kevés, kisebb méretű porfíros beágyazással.

Mikroszkóppal vizsgálva a porfíros elegyrészek közül a leggyakoribbak a víztiszta dihexaéderes-idiomorf, de a magmás korrózió következtében többnyire legömbölyödött vagy beöblösödésekkel tagolt kvarckristályok. A kvarcnál kisebb mennyiségű földpát beágyazások eredetileg ortoklász (szanidin) és savanyú plagioklászok lehettek, de kisebb-nagyobb mértékben szericitesedtek, a plagioklászok néha foltokban kalcitosodtak; az ép

részek víztiszták és sűrűn ikerlemezesek. Az eredetileg is csekély arányú biotitkristályok teljesen átalakultak. A peremi, üveges, fluidális szövetű kifejlődés kisebb méretű porfíros beágyazásai inkább csak kvarc dihexaéderek. [127]

A battonyai riolit kémiai összetétele közel azonos az ideális riolit összetétellel, és nagyon hasonló a variszkuszi késő orogén savanyú granitoid telérkőzetekéhez (14. táblázat). BALOGH KADOSA és KOVÁCH ÁDÁM (1973) Rb/Sr módszerrel végzett vizsgálat alapján a battonyai terület variszkuszi szubszekvens riolitjának korát 240 ± 12 millió évesnek határozták meg, ami jól megfelel a déldunántúli és a dél-alföldi variszkuszi szubszekvens vulkanizmus egyidejűségének.

A battonyai riolit közettörmeléke nagy mennyiségben ismerhető fel a DK-Tiszántúl mezozóos, miocén és pliocén törmelékes képződményekben, ami a mainál jóval nagyobb egykori elterjedését bizonyítja.

14. táblázat Dél-alföldi riolit és riodácit kőzetminták kémiai elemzési adatai súly %-ban. (MÁFI és OFKfV kémiai laboratórium)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	74,55	69,50	68,19	76,78	67,49	74,65	67,13
TiO ₂	0,11	0,18	0,06	0,05	0,25	0,06	0,55
Al ₂ O ₃	14,00	14,62	15,54	12,49	15,73	13,30	14,66
Fe ₂ O ₃	1,35	1,93	1,80	0,55	1,87	0,69	2,36
FeO	0,38	0,87	0,94	0,59	1,23	0,67	0,78
MnO	0,05	0,10	0,03	0,04	0,17	0,07	0,08
MgO	0,34	0,51	2,36	0,38	0,73	0,38	1,04
CaO	0,48	0,65	0,40	0,39	1,32	0,53	1,08
Na ₂ O	1,91	2,23	0,24	2,43	3,72	3,17	2,32
K ₂ O	4,91	4,18	6,19	5,16	3,11	4,70	6,51
P ₂ O ₅	0,13	0,17	0,06	0,67	0,16	1,43	0,10
Izz. vesz.	2,10	5,27	3,65	0,01	4,94	0,08	2,52
Összesen:	100,31	100,21	99,46	99,54	100,72	99,73	99,13
CO ₂	0,25	0,72	0,09	0,07	0,41	0,20	0,94
1. Battonya, riolit láva (n=13)				4. Pitvaros, riolit láva (n=2)			6. Pusztaföldvár, riolit láva (n=5)
2. Végegyháza, riolit láva (n=2)				5. Tótkomlós, riolit (n=2)			7. Kelebia, riodácit láva (n=5)
3. Mezőkovácsháza, riodácit (n=2)							

A Duna–Tisza köze déli részén Kelebiánál, a magyar–jugoszláv határ mindkét oldalán, több km² területen 860 és 900 m közötti mélységben riódácit összletet tártak fel. A Kel–12 jelű fúrás a riódácit fekvőjében ibolyásvörös palás aleurolitba jutott. Jugoszláv oldalon a riódácit gneisz–csillámpala fekvőjét is feltárták. Az alapanyag finom szemcsés holokristályos és devitrifikált üveges szövétű. A beágyazások 2–5 mm nagyságú víztiszta, korrodált kvarc, szericitesedett és allitosodott ortoklász és plagioklász, valamint kisebb-nagyobb mértékben elváltozott, kifakult, kloritosodott, karbonátosodott biotit.

Kiskunmajsa környékén (Kkm-D–2) világoszürke, bontott riolit összletet tárt fel a szénhidrogén-kutatás.

Irodalomjegyzék

Gyűrűfűi Riolit

- BALÁZS ENDRE – JUHÁSZ ÁRPÁD 1969: A magyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrások által feltárt karbon és perm időszaki képződmények összehasonlító vizsgálata. – OGIL Műsz. Tud. Közlem. pp. 17–21.
- BALOGH KADOSA – KOVÁCH ÁDÁM 1973: A battonyai kvarcporfűr korának meghatározása az Rb/Sr módszerrel. – ATOMKI Közlem. 15/4, pp. 245–249.
- BALOGH KÁLMÁN – BARABÁS ANDOR 1972: The Carboniferous and Permian of Hungary. – Acta Mineral. Petrogr. Szeged, 20/2, pp. 191–207.
- FAZEKAS VIA – MAJOROS GYÖRGY – SZEDERKÉNYI TIBOR 1981: Late Palaeozoic subsequent volcanism of Hungary. In Karamata, S. – Sassi, F.P. (Eds.): IGCP Project 5, Newsletter 3, pp. 61–69. – Belgrade/Padova.
- FAZEKAS VIA – MAJOROS GYÖRGY – SZEDERKÉNYI TIBOR 1987: Lower Permian volcanic sequences of Hungary. – Acta Geol. Hung. 30/1–2, 21–34.
- KURUCZ BÉLA 1977: A Pusztaföldvár–Battonya közötti terület medencealjzatának képződményei és hegység szerkezete. – Egyetemi doktori értekezés.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1969: Közletani adatok a battonyai gránit ismeretéhez. – Földt. Int. Évi jel. 1967-ről. pp. 227–266.
- SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1974: Archeozoikum-paleozoikum. In Rónai András (Ed.): Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–XV. Szeged, L–34–XVI. Gyula (pp. 46–50). – Földt. Int. Kiadv.

SZEPESHÁZY KÁLMÁN 1976: A Duna–Tisza-köze déli részének metamorf kőzetei. – Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról. pp. 147–166.

- T. KOVÁCS GÁBOR 1965: A battonyai terület mélyföldtani felépítése. – Földt. Közl. 95/1, pp. 183–189.
- T. KOVÁCS GÁBOR 1973: A Duna–Tisza-köze déli részének földtani fejlődéstörténete. – Egyetemi doktori értekezés.
- T. KOVÁCS GÁBOR – KURUCZ BÉLA 1984: A Dél-Alföld mezozoikumnál idősebb képződményei. – Földt. Int. Kiadv.

Táblamagyarázat

- [127] Riolit és riódácit az Alföld neogén medencealjzatából (SZEDERKÉNYI T.)
- A Felzites alapanyagú riolit
Battonya–4 jelű fúrás 1020,4–1025,5 m (4), +N, 16x
- B Riolit kristálytufa, Kiskunmajsa D–2 jelű fúrás 1196–1197 m (6), +N, 16x
- C Riódácit; szericites–kaolinites alapanyagban kvarc és földpát szemcsék
Csanádapáca–9 jelű fúrás 1917–1919 m (4), 1N, 40x
- D Riódácit tufa, Kelebia–7 jelű fúrás 877,5–879,5 m (7), +N, 16x



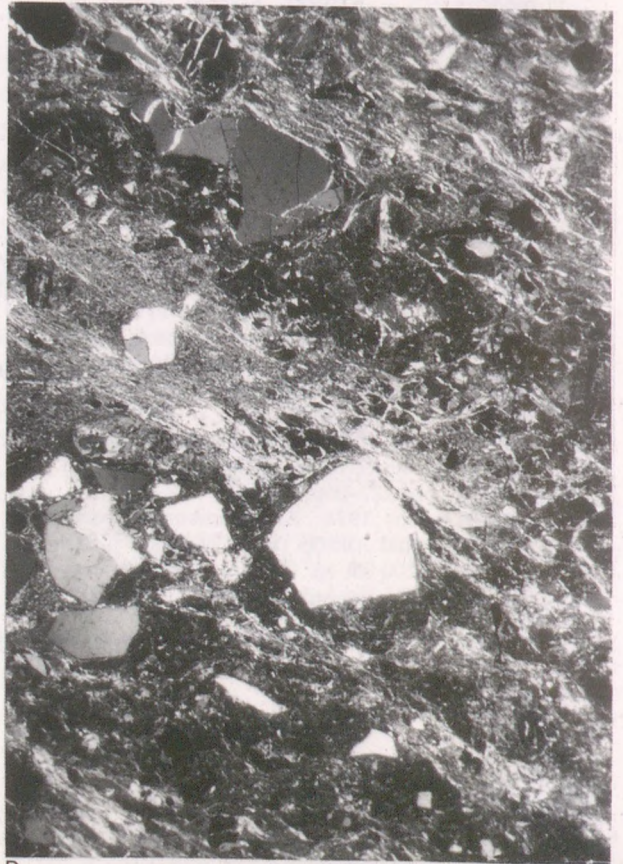
A



B



C



D

Mutatók

Ábrajegyzék

- 1 Ferdinand Hochstetter földtani szelvénye Edelény és Aggtelek között, 10
- 2 A Szendrői-hegység paleozóos képződményei, 15
- 3 A Felsővadász Fv-1 jelű fúrás rétegsora, 16
- 4 A Szendrőládi Mészke és a Bükhegyi Márvány típusterülete, 18
- 5 A Szendrőládi Mészke Mészkegő- (Borda-) völgyi 5., 6. és 8. sz. feltárásai, 19
- 6 A Szendrőlád Sz1-6 jelű földtani alapfúrás rétegsora (Szendrőládi Mészke és Abodi Mészke), 20
- 7 Az Abod Ab-1 jelű fúrás rétegsora (Abodi és Szendrőládi Mészke), 32
- 8 A borsodi Várdomb devon mészke feltárásai, valamint az E-476 és E-477 jelű fúrások rétegsora, 34
- 9 A szendrői Várhegy paleozóos feltárásai és a Szendrő Sz-23 jelű fúrás rétegsora, 35
- 10 Rakacai Márvány és alsókarbon medencefáciesű mészke (Verebeshegyi Mészke) a Rakacaszendrőtől délre levő útkanyarban, 38
- 11 A Verebeshegyi Mészke földtani alapszelvénye a rakacai tsz köfjében, 40
- 12 A Verebeshegyi Mészke Conodonta maradványai által képviselt zónák, 40
- 13 A Meszesi tagozat homokkő rétegcsoportja, a meszesi Templom-domb K-i oldalán, 46
- 14 A Szendrői Fillit Meszesi tagozatát feltáró M-3, M-3A és Rsz-5 jelű fúrások rétegsora, 47
- 15 Földtani szelvények a Szendrői Fillit alsó részéből (Meszesi tagozat), 48
- 16 Szendrő, Palabánya (sztratotípus-feltárás), 50
- 17 A Sajógalgóc Sg-8 jelű fúrás rétegsora, 57
- 18 Szendrői típusú paleozóos képződmények a hegység környéki fúrásokban, 58
- 19 Az Upponyi-hegység paleozóos képződményei, 69
- 20 A Lázberci víztározó nyugati oldalán vezető út melletti feltárások, 70
- 21 A Dédestapolcsány Dt-8 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai, 72
- 22 A Rágyincsvölgyi Homokkő típusfeltárásában gyűjtött minták szemcseeloszlási diagramja, 73
- 23 A Dédestapolcsány Dt-5 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai, 74
- 24 A strázsa-hegyi olisztosztróma. Földtani szelvény a Strázsa-hegy Ny-i gerincéről, 81
- 25 Az upponyi feltolódás térképe és részlete a Csermely-patak áttörésénél, 98
- 26 Az Upponyi Mészke és az Abodi Mészke érintkezése az Upponyi szoros K-i oldalán, 99
- 27 A Dedevári Mészke feltárása az Upponyi-szoros közelében, a Lázberci-tó északi oldalán, 106
- 28 Az Uppony U-11 jelű fúrás rétegsora, 107
- 29 A Bükk hegységi karbon fontosabb topográfiai adatai, 123
- 30 A Bükk hegységi karbon rétegtani tagolása, 124
- 31 A Berenási tagozat törmelékeny rétegszakasza a Verebcevár déli oldalán, 133
- 32 A Verebcevárra vezető erdészeti út rézsűjében feltárt Berenási rétegek szemcseeloszlási diagramja, 133
- 33 A Tarófi Konglomerátum feltárása a szilvásváradai szerpentinúton (2,9 km-nél), és különböző feltárásokból vett minták szemcse-összetételi diagramjai, 134
- 34 A Berenás-gerinc és a Tarófi környékének földtani térképe, 135
- 35 Az I. sz. berenási mészkeolencse földtani metszete és vizsgálati adatai, 137
- 36 A II. sz. berenási mészkeolencse; a Berenási tagozat felső részének típusa, 138

- 37 A Mártuskői Mészkölcensék földtani szelvényei és vizsgálati adatai, 148
- 38 A Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás nyugati oldala, 149
- 39 A Berenási tagozat mészkölcenséinek keletkezési modellje, 149
- 40 A Csikorgó, a Farkasnyak és a Kapu-bérc környékének földtani térképe, 151
- 41 A Csikorgói Mészkölcensék földtani szelvényei és vizsgálati adatai, 152–153
- 42 Földtani metszet a csikorgói fúrásokon keresztül, 154
- 43 A Bükk hegységi perm rétegtani tagolása, 169
- 44 A Bükki hegységi perm fontosabb topográfiai adatai, 170
- 45 A Farkasnyaki tagozat feltárásai a Bácsó-völgyben, a szilvásvárad Szvd–1002 jelű fúrás közelében, 171
- 46 Földtani metszet a Szilvásvárad Szvd–1002 jelű fúráson keresztül, 172
- 47 A Szilvásvárad Szvd–1002 jelű fúrás környékének földtani térképe, 172
- 48 A Szilvásvárad Szvd–1002 jelű fúrás rétegsora és vizsgálati adatai, 173
- 49 Földtani metszet az Ómassa Óm–1004 jelű fúráson keresztül, 174
- 50 Az Ómassa Óm–1004 jelű fúrás rétegsora, 174
- 51 Az Ómassa Óm–1007 jelű fúrás vizsgálati adatai, 174
- 52 A Nagyvisnyó Nv–18 jelű fúrás 97,5 m-től 218 m-ig terjedő rétegsora a Garadnavölgyi tagozat földtani alapszelvénye, 176
- 53 A Garadnavölgyi tagozat képződményei az Nv–4(13) jelű fúrás rétegsorában, 177
- 54 Karbon és perm képződmények Nagyvisnyó környékén, 183
- 55 Földtani metszet a Nagyvisnyótól ÉNy-ra húzódó dombosor peremén, 183
- 56 A Máloldali tagozat felső része a nagyvisnyói Mál-oldalon, 184
- 57 A Máloldali tagozat képződményei a Nagyvisnyó Nv–18 jelű fúrás rétegsorában, 185
- 58 A Máloldali tagozat képződményei az Nv–4(13) jelű fúrás rétegsorában, 186
- 59 A Máloldali tagozat a Nagyvisnyó II. sz. vasúti bevágásban, 187
- 60 A Mihalovits-kőfejtő helyzete, 194
- 61 A–B A Mihalovits kőfejtő rétegsora és vizsgálati adatai, 196–197
- 62 A Nagyvisnyó V. sz. vasúti bevágás rétegsora és vizsgálati adatai, 199
- 63 A Nagyvisnyói Mészkö közel teljes rétegsorát feltáró Mályinka Má–8 jelű fúrás rétegsora, 201
- 64 A Nagyvisnyói Mészövet feltáró Dédestapolcsány Dt–11 jelű fúrás rétegsorának felső harmada, 202
- 65 Karbon perm képződményeket feltáró fúrások a Bükk hegységben, 220–221
- 66 A perm-triász határ feltárása a Gerennavár alatti sziklafalban, 222
- 67 A Bálvány alatti erdészeti úton (Szedres) feltárt perm-triász határszelvény, 224
- 68 A Mályinka Má–8 jelű fúrásban feltárt perm-triász határszelvény, 225
- 69 Paleozóos képződmények a Rudabányai-hegység DK-i szegélyén és az alsótelekesi gipsz-anhidrit külfejtés, 233
- 70 A Nagybatony Nb–324 jelű fúrás paleozóos rétegsora, 235
- 71 A Susa S–1 jelű fúrás helyszínrajza és rétegsora, 236
- 72 A Darnó-hegy északi részének földtani térképe, 238
- 73 A perkupai gipsz-anhidrit lelőhely térképvázlata és földtani szelvénye, 244
- 74 Az alsótelekesi gipsz-anhidrit külfejtés földtani szelvénye, 245
- 75 A Szin–1 jelű fúrás rétegsora, 246
- 76 Néhány, Perkupai Anhidrit formációt harántolt fúrás rétegsora, 247
- 77 Az Aggtelek–Rudabányai-hegység gipsz-anhidrit prognózis térképe, 248
- 78 A Vilyvitányi Kristályospala összlet és a Felsőregmeci formáció felszíni elterjedése, 251
- 79 Vilyvitányi Kristályospala összletbe hatolt kutatófúrások (Vv–7, Vv–3, Fr–5) rétegsora és vizsgálati adatai, 252

- 80 A Rudabányácska Rbcs-1 jelű fúrással feltárt tektonitok, 253
- 81 A Vilyvitányi Kristályospala összletbe hatolt kutatófúrások földtani szelvényei, 258
- 82 Permokarbon képződményekbe hatolt kutatófúrások a Tokaji-hegységben, 258
- 83 A Tokaji-hegység és a Zempléni-szigethegység permokarbon képződményei, 258
- 84 A Felsőregmec Fr-3 jelű fúrás 248 m alatti rétegsora, 264
- 85 A Kásói és a Bári formáció a Fr-3, Szh-2 és a Su-8 jelű fúrás rétegsorában, 265
- 86 Görgetegi Kristályospala kőzetminták eloszlása ACF és ÁKF háromszögdiagramokon, 280
- 87 A fő üledékes és magmás kőzettípusok eloszlása ACF és ÁKF diagramokon, 280
- 88 A Baksa-2 jelű fúrás rétegsora és ásványtani vizsgálatának adatai, 285
- 89 A Helesfa H-1 és H-2 jelű fúrásokkal feltárt szerpentinit, 290
- 90 A Helesfa H-2 jelű fúrással feltárt paleozóos képződmények, 290
- 91 Ófalu, Aranyos-völgy (Goldgrund) szerpentinit feltárás, 292
- 92 Földtani alapszelvények Ófalu környékén, 299
- 93 Réteges migmatit az ófalui Studer-völgyben, 299
- 94 Az ófalui formáció képződményeinek feltárása a Juhhodály-völgyben, 299
- 95 A Fazekasboda-Mórággy-hegység fedetlen földtani térképe a feltárásokkal, 309
- 96 Mórággyi Gránit típusfeltárások, 310
- 97 Agmatitos gránitfelszín Mórággyon, a szintezési alappontnál, 310
- 98 A kismórággyi kőfejtők és földtani szelvények a kőfejtőkből, 312
- 99 A Dél-dunántúli granitoidok eloszlása ACF diagramon, 313
- 100 Dél-dunántúli granitoidok biotitjának összetétele, 314
- 101 Dél-dunántúli granitoidok és ásványaik (mikroklin, apatit, biotit, titanit, cirkon) ritkaföldfém tartalma, 314
- 102 A Déldunántúli Permokarbon rétegtani táblázata, 323
- 103 Permokarbon alapszelvények rétegtani korrelációja, 325
- 104 A Bogádmindszent Bm-1 jelű fúrás rétegsora, a Tésényi Homokkő formáció földtani alapszelvénye, 327
- 105 A Tésényi Homokkő formáció felső része, a Siklósbodony Sb-1 jelű fúrás rétegsorában, 328
- 106 Az üledékgyűjtő helyzete a permokarbon molassz üledékképződés kezdetén és végén, 330
- 107 A Turony Tu-1 jelű fúrás rétegsorának alsó része, a Turonyi formáció alapszelvénye, 333
- 108 A Korpádi Homokkő rétegsorok lito- és biosztratigráfiai korrelációja, 338
- 109 A Korpádi Homokkő földtani alapszelvényei az Sb-1, a Tu-1 és a Dt-9015 jelű fúrások rétegsora, 339-341
- 110 A nyugotszenterzsébeti gránit, a helesfai szerpentinit, a Korpádi Homokkő és a Gyűrűfői Riolit a Mecsek Ny-i peremén, 347
- 111 A Cserdi Konglomerátum földtani alapszelvénye, 351
- 112 A Bodai Aleurolit formáció litosztratigráfiai tagolása, 354
- 113 A Nyugati Mecsek földtani térképe, 361
- 114 Áttekintő metszetek a Nyugati Mecsekből, 362
- 115 A 4571 sz. fúrás rétegsora, a Kővágószőlősi Homokkő alapszelvénye, 364-365
- 116 Az U-ércesedés és a kőzetfáciesek kapcsolata, 367
- 117 A perm-triász határ a Dél-Dunántúlon, 371
- 118 A Jászszentlászlói (Szanki) metamorfit összlet granitoidjainak Winkler (1976) ÁKF diagramja, 396
- 119 A Jászszentlászlói (Szanki) metamorfit összlet granitoidjainak Streckeisen (1975) diagramja, 396

- 120 A Körös-Berettyó területi egység (Körösi metamorfit összlet) prekambriumi-paleozóos képződményei, 399
- 121 A Duna-Tisza köze déli részének prekambriumi-paleozóos képződményei, 402
- 122 Az Algyő-Ferencszállás szerkezeti egység prekambriumi-paleozóos képződményei, 404
- 123 A Pusztaföldvár-Battonya szerkezeti egység prekambriumi-paleozóos képződményei, 409

Fényképtáblák

- [1] Foltzátony fáciesű Szendrőládi Mészke a Mészegető-völgy (Borda-völgy) 5. (alul) és 8. sz. (felül) kőfejtőben, 23
- [2] A Szendrőládi Mészke kőzetváltozatai, 24
- [3] – [5] A foltzátony fáciesű Szendrőládi Mészke Tabulata faunája I–III, 25–27
- [6] Crinoideák a Szendrőládi Mészkeből, 28
- [7] Rakacai Márvány, 31
- [8] Abodi Mészke a Nagy-Csákány- (Garadna-) völgyben, a Kerek-hegy É-i oldalán, 36
- [9] Az Abodi Mészke ásvány-kőzettani kifejlődése, 37
- [10] Kopaszhegyi és Verebeshegyi Mészke, 42
- [11] Verebeshegyi Mészke a rakacai tsz-kőfejtőben, 43
- [12] Conodonták a Verebeshegyi Mészkeből, 44
- [13] Finom törmelékes, karbonátos fillit a Rakacaszendőtől délre lévő útkanyarban, 52
- [14] A Meszesi tagozat típusfeltárása a meszesi Templom-dombon, 53
- [15] Olisztosztróma a Vermek dombjáról, 54
- [16] A Szendrői Fillit kőzetváltozatai, 55
- [17] A Szendrői Palabánya, 56
- [18] A szendrői paleozóos mészkőfajták hasznosítása, 63
- [19] – [20] Rágyincsvölgyi Homokkő I–II, 76–77
- [21] Tapolcsányi formáció; ásvány-kőzet vékonycsiszolat-fotók, 78
- [22] Csernelyvölgyi Homokkő, 79
- [23] Tapolcsányi Kovapala, 80
- [24] – [26] Strázsahegyi metabazalt (Schalstein) I–III, 85–87
- [27] Strázsahegyi olisztosztróma, 88
- [28] A szilur és alsódevon olisztolitok mikrofaciése, 89
- [29] Orthocon Nautiloideák a Strázsa-hegyről szilur mészkő olisztolitokból, 90
- [30] Conodonták a Strázsahegyi olisztosztróma szilur (wenlocki–ludlowi) mészkő olisztolitjaiból, 91
- [31] Conodonták a Strázsahegyi olisztosztróma alsódevon (lochkovi) mészkő olisztolitjaiból, 92
- [32] Ősmaradványok a Strázsahegyi formációból, 93
- [33] Éleskői olisztosztróma, 94
- [34] Stylinolinák és conodonták az Éleskői olisztosztróma devon olisztolitjaiból, 95
- [35] Conodonták az Éleskői olisztosztrómából, 96
- [36] Upponyi Mészke az Upponyi-szoros K-i bejáratánál, 101
- [37] – [40] Abodi Mészke I–IV, 102–105
- [41] A Dedevári Mészke típusfeltárása, 109
- [42] Dedevári Mészke; tűzkőrétegek és conodonták, 110
- [43] – [45] Lázberci formáció I–III, 111–113
- [46] Vas- és mangánércutató tárók a Tapolcsányi formáció területén, és a Lázberci víztározó, 117
- [47] A Bükk hegység északnyugati oldala; Tótfalu-völgy, a szilvásváradai szerpentinúttal, 126
- [48] – [50] Szilvásváradai Agyappala I–III, 127–129

- [51] – [52] Tarófi Konglomerátum I–II, 130–131
- [53] – [56] Ősmeradványok az I. sz. berenási mészkőlelencéből, 141–144
- [57] A II. sz. berenási mészkőlelence kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe, 145
- [58] Ősmeradványok a II. sz. berenási mészkőlelencéből, 146
- [59] A Dédesvár és környéke, 156
- [60] Mártuskői mészkőlelence a Táró-völgy Ny-i oldalán, 157
- [61] A Nagyvisnyó I. sz. vasúti bevágás Ny-i oldala, 158
- [62] – [63] A Nagyvisnyói Mészkőlelencék kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe I–II, 159–160
- [64] – [68] Ősmeradványok a Nagyvisnyói Mészkőlelencékből I–V, 161–165
- [69] – [70] Csikorgói Mészkőlelencék I–II, 166–167
- [71] Szentléleki formáció, Farkasnyaki tagozat, 179
- [72] Szentléleki formáció, Garadnavölgyi tagozat, 180
- [73] A Szentléleki formáció kőzetváltozatainak vékonycsiszolati képe, 181
- [74] A Szentléleki formáció törmelékes képződményeinek anchimetamorfózisa, 182
- [75] Nagyvisnyó, Mál-oldal, 190
- [76] Máloldali tagozat, 191
- [77] Ostracodák a *Carinaknightina baloghi* zónából, 192
- [78] Waagenophylumos rétegek, 193
- [79] Nagyvisnyó, Mihalovits-kőfejtő, 205
- [80] – [82] A Mihalovits tagozat kőzetváltozatainak szöveti képe, 206–208
- [83] Algafélék a Nagyvisnyói Mészkőből, 209
- [84] – [87] A Nagyvisnyói Mészkő foraminifera faunája, 210–213
- [88] Ostracodák a *Parvikirkbya transita* zónából, 214
- [89] Nagyvisnyó V. sz. vasúti bevágás (Leptodusos tagozat), 215
- [90] A Nagyvisnyói Mészkő (túlnyomórészt a Leptodusos tagozat) Vermes, Lamellibranchiata és Brachiopoda faunája, 216
- [91] A Nagyvisnyói Mészkő formáció Leptodusos tagozatának Brachiopoda és Lamellibranchiata faunája, Nagyvisnyó V. sz. vasúti bevágás, 217
- [92] A Nagyvisnyói Mészkő Gastropoda, Trilobita, Echinodermata, Nautiloidea, Holothuria, és Conodonta maradványai a Nagyvisnyó V. sz. vasúti bevágásból (Nv. V.) és a Mihalovits kőfejtőből (M.kf.), 218
- [93] Ostracodák a *Parkvikirkbya fueloepi* zónából, 219
- [94] Perm–triász határreége a Gerennavár alatti sziklafalban, 227
- [95] A perm záró rétegeinek mikrofáciese, 228
- [96] Vékonycsiszolat-felvételek a Nb–324 jelű fúrás karbon és perm képződményeiről, 239
- [97] Karbon (felsőmoszkvai) és szilur (ludlowi) ősmaradványok a Nb–324 jelű fúrásból, 240
- [98] Vékonycsiszolat-felvételek a Darnó hegyi felsőperm mészkő mikrofaunájáról, 241
- [99] Vékonycsiszolat-felvételek a Vilyvitányi Kristályospala kőzetváltozatairól I, 255
- [100] Vékonycsiszolat-felvételek a Vilyvitányi Kristályospala kőzetváltozatairól II, 256
- [101] Vékonycsiszolat-felvételek a Vilyvitányi Kristályospala kőzetváltozatairól III, 257
- [102] Felsőkarbon növénymaradványok és kőzetfáciesek, 269
- [103] A Nagytoronyai formáció homokkő fáciesei, 270
- [104] A Görgetegi Kristályospala kőzetváltozatai I, 281
- [105] A Görgetegi Kristályospala kőzetváltozatai II, 282
- [106] A Görcsönyi Kristályospala néhány litofáciese a Baksa–2 jelű fúrás rétegsora alapján, 287
- [107] Szilur (felsőllandoveri–wenlocki bázis) mikrofauna a Szalatnaki formációból, 296
- [108] Ófalui formáció, 303
- [109] Gránitosodás agmatitfejlődéssel és migmatitosodással, 304

- [110] Mórágai Gránit I, 318
- [111] Mórágai Gránit II, 319
- [112] Mórágai Gránit III, 320
- [113] Mórágai Gránit IV, 321
- [114] A Tésenyi formáció kőzetfajtái és kavicsanyaga, 332
- [115] Tetrapoda lábnyomok a Turonyi formációból, 335
- [116] Spóra–pollen maradványok a Korpádi Homokkőből és a Bodai formáció bázisáról, 357
- [117] Bodai formáció, 358
- [118] Kővágószőlősi Homokkő formáció I, 373
- [119] Növénymaradványok a Kővágószőlősi formációból, 374
- [120] Spóra és pollen maradványok a Kővágószőlősi formációból, 375
- [121] Az Alföld kristályos aljzata I.
Gneisz és Amfibolit, 415
- [122] Az Alföld kristályos aljzata II.
Csillámpala és leptinolit, 416
- [123] Az Alföld kristályos aljzata III.
Gneisz és csillámpala eredetű tektonitok, 417
- [124] Az Alföld kristályos aljzata IV.
Andaluzitos „felülbélyegzés”, 418
- [125] Az Alföld kristályos aljzata V.
Epimetamorf képződmények, 419
- [126] Az Alföld kristályos aljzata VI.
Metatexit-gránit, 420
- [127] Riolit és riodácit az Alföld neogén medencealjzatából, 430

Színes mellékletek

- I A Szendrői-hegység paleozóos képződményei
- II Az Upponyi-hegység földtani térképe
- III A Bükk hegység paleozóos képződményei
- IV A Tokaji-hegység és a Zempléni-szigethegység prekambriumi és paleozóos képződményei;
és földtani metszet a Zempléni-szigethegységen keresztül

I–IV színes mellékletek a 96–97. oldal között

- V Prekambriumi–paleozóos képződmények a Dél-Dunántúlon, 368–369. oldal között
- VI Prekambriumi–paleozóos képződmények az Alföld aljzatában, 384–385. oldal között

Táblázatok

1. táblázat A Strázsa-hegyről származó metabazalt minták kémiai elemzési adatai, 81
2. táblázat Felsődevon (frasni) metabazalt minták kémiai elemzési adatai, 99
3. táblázat Görgetegi Kristályospalába hatolt fúrások a Dél-somogyi- és a Dráva-medencében, 278
4. táblázat Polimetamorf kőzetminták kémiai összetétele, 279
5. táblázat A Tésenyi Homokkő formációba hatolt fúrások, 324
6. táblázat Korpádi Homokkő feltárások a Mecsek Ny-i-ÉNy-i peremén, 337
7. táblázat A Mecsek és a Villányi-hegység közötti terület medencealjzatában Korpádi Homokkővet harántolt fúrások, 337
8. táblázat Kutatófúrásokkal és aknákkal feltárt Gyűrűfői Riolit, 346
9. táblázat Gyűrűfői Riolit kőzetminták kémiai elemzési adatai, 346
10. táblázat A V-2 jelű fúrás rétegsorából vett riolitminták kémiai elemzési adatai, 348
11. táblázat Cserdi Konglomerátumot harántolt kutatófúrások, 350
12. táblázat Kővágószőlősi Homokkővet harántolt fúrások a Mecsek déli előterében, 370
13. táblázat Az Alföld kristályos aljzatát alkotó képződmények informális rétegtani táblázata, 391-392
14. táblázat Dél-alföldi riolit és riodácit kőzetminták kémiai elemzési adatai, 428

Folyóiratok címének rövidítése

A magyar nyelvű és a Magyarországon kiadott latin nyelvű folyóiratok esetében a hazánkban használatos rövidítéseket alkalmaztuk.

A többi folyóiratnál az „Abkürzungsverzeichnis zum Zitieren von erdwissenschaftlichen Zeitschriften” c. összeállítás elvei szerint jártunk el.

- Abh. geol. Bundesanst. (Wien) = Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
 Acta Biol. Acta Univ. Szeged, Nova Ser. = Acta Biologica. Acta Universitatis Szegediensis. Nova Series, Szeged.
 Acta Geol. Acad. Sci. Hung. = Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Budapest.
 Acta Geol. Hung. = Acta Geologica Hungaricae, Budapest.
 Acta Mineral. Petrogr. Szeged = Acta Universitatis Szegediensis. Acta Mineralogica, Petrographica, Szeged.
 Ann. Hist.-nat. Mus. Nat. Hung. = Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, Budapest.
 Ann. Univ. Sci. Budapest. R. Eötvös Nom. Sect. Geol. = Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica, Budapest.
 Anu. Inst. geol. geofiz. = Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică, București.
 Anz. Akad. Wiss. Wien. Math.-nat. Cl. = Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, Wien.
 Ált. Földt. Szemle = Általános Földtani Szemle, Budapest.
 Baranya Megyei Levéltár Kiadv. = Baranya Megyei Levéltár Kiadványa, Pécs.
 Bány. Koh. Lapok = Bányászati Lapok, i. e. Bányászati és Kohászati Lapok, Budapest.
 Bull. Soc. géol. France = Bulletin de la Société Géologique de France, Paris.
 Dări Seamă Ședinț. Inst. geol. geofiz. = Dări de Seamă ale Ședințelor Institutul de Geologie și Geofizică, București.
 Earth Evol. Sci. = Earth-Science Reviews, Amsterdam/London/New York.
 Földr. Ért. = Földrajzi Értesítő, Budapest.
 Földr. Közlem. = Földrajzi Közlemények, Budapest.
 Földt. Ért. = Földtani Értesítő, Budapest.
 Földt. Int. Alk. Kiadv. = A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa, Budapest.
 Földt. Int. Évi Jel. ...-ról = A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, i. e. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése, Budapest
 Földt. Int. Évk. = A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve, i. e. A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, Budapest.
 Földt. Int. Kiadv. = A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, Budapest.
 Földt. Közl. = Földtani Közlöny, Budapest.
 Földt. Kut. = Földtani Kutatás, Budapest.
 Földt. Szemle = Földtani Szemle, Budapest.
 Fragm. Min. Pal. = Fragmenta Mineralogica et Palaentologica, Budapest.
 Geofiz. Közlem. = Geofizikai Közlemények, Budapest.
 Geol. Hung. Ser. Geol. = Geologica Hungarica. Series Geologica, Budapest.

- Geol. Hung. Ser. Pal. = Geologica Hungarica. Series Palaeontologica, Budapest.
- Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck. = Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Innsbruck.
- Geol. Práce, Správy = Geologické Práce – Správy, Bratislava.
- Geol. Rdsch. = Geologische Rundschau, Leipzig.
- Geol. Zb. – Geologica carpath. = Geologický Zborník – Geologica Carpathica, Bratislava.
- Geonómia és Bányászat. MTA X. Oszt. Közl. = Geonómia és Bányászat. A Magyar Tudományos Akadémia X. Föld- és Bányászati Tudományok Osztályának Közleményei, Budapest.
- Giorn. Geol. = Giornale di Geologia, Bologna.
- Hird. Közl. = Hidrológiai Közlöny, Budapest.
- Horn. Věstn. a horn. a hutn. listy = Hornický Věstník a hornické a hutnické listy, Praha.
- Jb. k. k. geol. Reichsanst. = Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, Wien.
- Kir. Magyar Term.tud. Társulat Kiadv. = A Királyi Magyar Természettudományi Társulat Kiadványa, Budapest.
- Kőolaj- és Földgázbányászat Tud. Műsz. Közl. = A Kőolaj- és Földgázbányászat Tudományos Műszaki Közleményei, Budapest.
- Magyar Geofiz. = Magyar Geofizika, Budapest.
- Math. és Term.tud. Ért. = Matematikai és Természettudományi Értesítő, Budapest.
- MÁELGI Évi Jel. ...-ről, = A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évi Jelentése, Budapest.
- MÁELGI Évk. = A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve, Budapest.
- Mem. Soc. geol. ital = Memorie della Società Geologica ital., Róma.
- Mineralia slov. = Mineralia Slovaca, Bratislava.
- MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. = A Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei, Budapest.
- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. = Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen, Stuttgart.
- N. Jb. Geol. Paläont. Mh. = Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte, Stuttgart.
- OGIL Műsz. Tud. Közl. = Kőolaj és földgázbányászati Ipari Kutató Laboratórium Műszaki- Tudományos Közleményei, Budapest.
- OKGT Kiadv. = Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Kiadványa, Budapest.
- Ósl. Viták = Óslénytani Viták, Budapest.
- Österr. Zeitschrift Berg- u. Hüttenwesen = Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, Wien.
- Rev. roumaine Géol. Géophys. Géogr. Ser. Géol. = Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie. Série de Géologie, București.
- Schriftenr. erdwiss. Komm., österr. Akad. Wiss. = Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission, Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien/New York.
- Serb. Acad. Sci. Arts Acad. Conf. Dept. Nat. Math. Sci. = Serbian Academy of Sciences and Arts Academic Conferences Department of Natural and Mathematical Sciences, Beograd.
- Sitzber. k. Akad. Wiss. Math.-nat. Cl. = Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, Wien.
- Term.tud. Közl. = Természettudományi Közlöny, Budapest.
- Verh. geol. Bundesanst. (Wien) = Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, Wien.
- Verh. k. k. geol. Reichsanst. = Verhandlungen der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, Wien.

Z. dtsh. geol. Ges. = Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin/Hannover.

Zb. geol. Vied Rad ZK = Zborník Geologických Vied Západné Karpaty, Bratislava.

Zpr. o. geol. Výzkumech = Zprávy o Geologických Výzkumech, Praha.



Az ábrákra és a táblákra való hivatkozások:

A szöveg közötti ábrákra () kerek zárójelbe tett ábraszámmal utalunk.

A fényképtáblákra [] szögletes zárójelbe tett táblaszámmal hivatkozunk.

A fényképtáblák szögletes zárójelbe tett jele

mellett esetenként A, B stb. betűkkel jelöljük a táblán szereplő, hivatkozott képet.

Ha a hivatkozás mondaton belül történik, akkor konkrétan az ott tárgyalt témára vonatkozik. Ha a hivatkozás mondaton, ill. felsoroláson kívül áll, akkor az a megelőző bekezdésre vagy szöveggörnyezetre vonatkozik.



A kiadásért felelős az Akadémia Kiadó és Nyomda Vállalat igazgatója
A szedést a Fényszedő Központ Kft. (930255/10), a fényképtáblák reprodukcióját,
a nyomtatást és a kötést a Kossuth Nyomda Rt. készítette
Felelős vezető: Baráth János, illetve Székely Károly vezérigazgató
Budapest, 1994
Nyomdai táskaszám: 94.0012
Felelős szerkesztő: Nagy Tibor
Megjelent 39,2 (A/2) ív terjedelemben, 6 színes melléklettel

