

# SZEDIMENTOLÓGIA

II. KÖTET

SZERKESZTETTE  
BALOGH KÁLMÁN

AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST



6225791



# SZEDIMENTOLÓGIA

## II. KÖTET

**Az I. kötet fejezetei:** A szedimentológia múltja, jelene, jövője

Az üledékképződés folyamata

A mállás

A mállási törmelék szállítása

A gravitációs tömegmozgások

A vízfolyások szállító és lerakó tevékenysége

A szél szállító és lerakó tevékenysége

A jég szállító és lerakó tevékenysége

A kontinentális állóvizek üledéktani szerepe

A tengeri üledékszállítás mechanizmusa

A tengeri üledékképződés

A vízben oldott mállási termékek. Endo- és kozmogén  
üledékek

A diagenézis

A törmelékes üledékek diagenézise

A karbonátok diagenézise

A törmelékes üledékes kőzetek szövete

A karbonátos kőzetek szövete

**A III. kötet fejezetei:** Kovaüledékek

Üledékes vaskőzetek

Mangános üledékek és üledékes mangánérc

Foszforitok

Allitok

Szerves kőzetek

Szénkőzetek

Szénhidrogének

Az üledékképződési rendszerek rekonstrukciójának alapelvei

2699

# SZEDIMENTOLÓGIA

## II. KÖTET

SZERKESZTETTE

BALOGH KÁLMÁN

### TÁRSSZERZŐK

BALOGH KÁLMÁN

BÉRCZI ISTVÁN

HAAS JÁNOS

HAJDÚNÉ MOLNÁR KATALIN

JÁMBOR ÁRON

J. EDELÉNYI EMŐKE

RAVASZ CSABA

RÉVÉSZ ISTVÁN

RÓNAI ANDRÁS

SZABÓNÉ DRUBINA MAGDA

TÓTH KÁLMÁN

VICZIÁN ISTVÁN



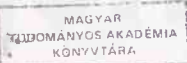
AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST 1991

507856

Lektorok:

BORSY ZOLTÁN • HÁMOR GÉZA • JÁMBOR ÁRON

KORPÁS LÁSZLÓ • SZÉKYNÉ FUX VILMA



*A könyv fedelén:* Felső-dogger tüzkőrétegek (Lókúti Radiolarit Formáció) és a rátelepülő autigén breccsapad (Pálhálási Mésző Formáció). — Tata, Kálvária-domb: a természetvédelmi terület 3. sz. gödrének felső pereme. — Foto: LÉNÁRD TAMÁS

*A hátoldalon:* Andezitláva és agglomerátum (Mátrai Vulkanit Formáció), fedőjében a bádeni emeletbeli Rákosi Lajtamésző Formáció rétegeivel. — Felhagyott kőfejtő Sámsonháza (Nógrád m.) É-i végén. — Foto: LÉNÁRD TAMÁS

ISBN 963 05 5677 4 (I—III. kötet)

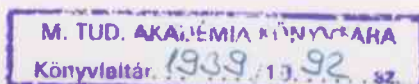
ISBN 963 05 5970 6 (II. kötet)

Kiadja az Akadémiai Kiadó, Budapest

© Balogh Kálmán 1991

Minden jog fenntartva, beleértve a sokszorosítás, a nyilvános előadás, a rádió- és televízióadás, valamint a fordítás jogát, az egyes fejezeteket illetően is.

Printed in Hungary



# TARTALOMJEGYZÉK

<b>17. Az üledékes kőzetek szerkezete (BALOGH KÁLMÁN)</b>	<b>13</b>
17.1 Fogalom és jelentőség	13
17.2 Az elsődleges üledékszerkezetek	14
17.21 A rétegzettség fogalma, okai, fajtái	14
17.211 Horizontális rétegzettség és lemezesség	17
17.212 Ferderétegzettség (ferderétegzettség)	20
17.2121 A ferderétegzettség kialakulása	21
17.21211 Az egyirányú vízfolyások alsó áramlásrendszerének lerakódási alakzatai	23
17.21212 Az egyirányú vízfolyások felső áramlásrendszerének lerakódási alakzatai	28
17.21213 A vízáramlási lerakódási alakzatok rendszere és hierarchiája	29
17.21214 A hullámfodrok	31
17.21215 Az eolikus lerakódási alakzatok	33
17.213 Az osztályozott (gradált) rétegzettség	33
17.214 Az összetett rétegzettség	34
17.215 Az imbrikáció	36
17.216 A rétegzetlenség okai	36
17.22 Biológiai eredetű belső szerkezetek	37
17.221 A biosztrómák és biohermák	37
17.222 A kokvinák	37
17.23 Külső vagy réteglapi szerkezetek	39
17.231 A bioglifák	39
17.232 A mechanoglifák	39
17.2321 A fedőlapi mechanoglifák	39
17.23211 Az iszap- és fagyrepedések	39
17.23212 Az esőcseppnyomok	40
17.23213 Kristálylenyomatok	41
17.23214 Tajtéklenyomatok	41
17.23215 A loccsanási és vízszintjegyek	41
17.23216 Az elválási lineáció	41
17.23217 Áramlási ráncok és fodrok	42
17.23218 A csörgedezési nyomok	42
17.23219 A gázbuboréknyomok	42
17.2322 A fekvőlapi mechanoglifák	43
17.23221 A kimosásnyomok	43
17.23222 A tárgynyomok	46
17.23223 Az áramlás okozta deformációk	47
17.23224 A kombinált talpjegyek	48
17.24 Az elsődleges deformációs szerkezetek	48
17.241 A terhelési szerkezetek	48

17.242	Az üledékes törések és vetők . . . . .	49
17.243	A homokinjekciók . . . . .	49
17.244	A konvolúció . . . . .	50
17.245	A tányérszerkezetek . . . . .	51
17.246	A víz alatti gravitációs üledékmozgás . . . . .	52
17.2461	A víz alatti kőomlás . . . . .	52
17.2462	A víz alatti üledékcúszás . . . . .	52
17.2463	A víz alatti üledékcúszamlás . . . . .	52
17.2464	A gravitációs üledékfolyás . . . . .	52
17.2465	Zagyáram . . . . .	54
17.3	A másodlagos üledékszerkezetek . . . . .	56
17.31	Az üledékszerkezet fizikai jellegű másodlagos módosulásai . . . . .	56
17.311	A tektonikai mozgásnyomok . . . . .	56
17.3111	A tektonikus breccsa . . . . .	56
17.3112	A vetőpáncél . . . . .	56
17.3113	Az üledékes telér . . . . .	56
17.312	Az atektonikus mozgásnyomok . . . . .	57
17.32	Az elsődleges üledékszerkezet kémiai jellegű módosulásai . . . . .	57
17.321	A konkréciók . . . . .	57
17.322	A gumók . . . . .	58
17.323	A geodák . . . . .	58
17.324	Szeptáriák és szineretikus jelenségek . . . . .	59
17.325	Az érkitöltések . . . . .	59
	Irodalom . . . . .	66
<b>18. Az üledékes kőzetek osztályozása (BALOGH KÁLMÁN)</b> . . . . .		<b>70</b>
	Irodalom . . . . .	72
<b>19. Durvatörmelékes kőzetek (JÁMBOR ÁRON és BÉRCZI ISTVÁN)</b> . . . . .		<b>73</b>
19.1	A klasztitok általános kőzettani tulajdonságai . . . . .	73
19.11	A klasztitok fogalmköre . . . . .	73
19.12	Ásványos összetétel . . . . .	76
19.121	Cementképződés és cementfajták . . . . .	77
19.1211	Kovás cement . . . . .	78
19.1212	Földpát-cement . . . . .	78
19.1213	Karbonát-cement . . . . .	78
19.1214	Anhidrit-cement . . . . .	80
19.1215	Másodlagos cementáció és porozitás . . . . .	80
19.13	Kémiai összetétel . . . . .	80
19.14	Genetikai bélyegek . . . . .	81
19.2	A rudít fogalma . . . . .	82
19.3	A rudítok alaki és anyagi tulajdonságok szerinti osztályozása, nevezéktana . . . . .	82
19.4	A rudítok elterjedését megszabó tényezők . . . . .	83
19.5	Mono- és polimikt breccsák . . . . .	84
19.6	Orto- és parakonglomerátumok . . . . .	85
19.7	A rudítok genetikai csoportjai . . . . .	87
19.71	Az exogén rudítok . . . . .	88
19.711	A maradványtörmelék és a maradványkavics . . . . .	88
19.712	A lejtőtörmelék . . . . .	90
19.713	A fanglomerátum . . . . .	90
19.714	A glaciális rudítok . . . . .	91
19.715	A folyóvízi kavics . . . . .	92
19.716	Az eolikus kavics . . . . .	94

19.717	A tó- és tengerparti ruditok . . . . .	95
19.718	Az intraformációs kavics és konglomerátum . . . . .	95
19.719	Az exotikus breccsa és konglomerátum . . . . .	97
19.72	Az endogén ruditok . . . . .	97
19.8	A ruditok vizsgálatának módja és jelentősége . . . . .	99
	Irodalom . . . . .	100

**20. Homokok és homokkövek (BALOGH KÁLMÁN és HAJDÚNÉ**

	MOLNÁR KATALIN) . . . . .	102
20.1	A homok(kő) fogalma . . . . .	102
20.2	A leíró osztályozás elvei és nevezéktana . . . . .	102
20.3	Az arenitek elegyrészei . . . . .	104
20.31	Az elsődleges elegyrészek . . . . .	104
20.311	Kőzettöredékek . . . . .	104
20.312	A kvarc és a SiO <sub>2</sub> más változatai . . . . .	105
20.3121	A kvarcsczemcsék mérete és habitusa . . . . .	106
20.3122	A kvarcsczemcsék zárványai . . . . .	106
20.3123	A kvarcsczemcsék színe . . . . .	106
20.3124	A kvarcsczemcsék kioltása . . . . .	107
20.3125	A kvarcsczemcsék származásának megállapítása . . . . .	107
20.3126	A kvarcsczemcsék aprózódása . . . . .	109
20.3127	A kvarcsczemcsék kopása . . . . .	110
20.313	A földpátok . . . . .	111
20.314	A csillámok és az agyagásványok . . . . .	112
20.315	A törmelékes eredetű járulékos ásványok . . . . .	112
20.3151	A nehézásványok méret szerinti eloszlása . . . . .	115
20.3152	A nehézásványok stabilitása . . . . .	117
20.3153	A nehézásvány-együttesek . . . . .	119
20.32	Az arenitek másodlagos elegyrészei . . . . .	119
20.321	A SiO <sub>2</sub> -anyagú cement . . . . .	120
20.322	Egyéb autigén ásványok . . . . .	120
20.4	Kémiai összetétel . . . . .	122
20.5	Az arenitek diagenézise . . . . .	123
20.51	Cementsztratigráfia és a diagenézis lefolyása . . . . .	125
20.52	A „vörös rétegek” kérdése . . . . .	127
20.6	Az arenitek szövete, szerkezete, érettsége . . . . .	128
20.61	A szövet . . . . .	128
20.62	A szerkezet . . . . .	128
20.63	Az érettség kifejezése . . . . .	128
20.631	Az ásványtani érettség . . . . .	128
20.632	A szöveti érettség . . . . .	129
20.633	A geokémiai érettség . . . . .	130
20.7	Az arenitek petrográfiai összetétel és származás szerinti csoportjai . . . . .	131
20.71	A petrográfiai összetétel szerinti típusok . . . . .	131
20.711	Az alaptípusok . . . . .	131
20.712	A vegyes összetételű arenitek . . . . .	132
20.713	Torlathomokok . . . . .	132
20.72	A genetikai típusok . . . . .	133
20.721	Folyóvízi és deltahomokok . . . . .	133
20.722	Lagúnahomokok . . . . .	134
20.723	Tengerparti homokok és homokkövek . . . . .	134
20.724	Sekélytengeri homokok . . . . .	135
20.725	Mélytengeri homokok . . . . .	135
20.726	Tavi homokok . . . . .	135

20.727	Eolikus homokok . . . . .	135
20.8	Az arenitek vizsgálata, jelentősége és hasznosítása . . . . .	136
20.81	Vizsgálati elvek és módszerek . . . . .	136
20.82	Jelentőség és hasznosítás . . . . .	137
20.9	Az üledékes kőzetek urándúsulásai . . . . .	140
20.91	Az urán legfontosabb geokémiai tulajdonságai . . . . .	140
20.92	Az üledékes urándúsulás feltételei . . . . .	141
20.93	A nagy üledékes urándúsulások befogadó kőzet szerinti osztályozása . . . . .	142
20.94	Az üledékes uránérctelepek genetikai csoportosítása . . . . .	145
20.95	A Mecsek hegységi uránérc . . . . .	146
20.96	Az urán és a földtani időszámítás . . . . .	147
	Irodalom . . . . .	154
<b>21.</b>	<b>Eolikus aleuritok (RÓNAI ANDRÁS)</b> . . . . .	<b>158</b>
21.1	A típusos lösz fogalma, szerkezete és szövete . . . . .	158
21.2	A típusos lösz ásványtani összetétele . . . . .	162
21.3	A lösz képződése és elterjedése . . . . .	166
21.4	Löszszerű üledékek . . . . .	173
21.5	A lösz jelentősége . . . . .	178
	Irodalom . . . . .	178
<b>22.</b>	<b>Vízi ülepedésű pélitek (RÉVÉSZ ISTVÁN, SZABÓNÉ DRUBINA MAGDA, TÓTH KÁLMÁN, VICZIÁN ISTVÁN és BALOGH KÁLMÁN)</b> . . . . .	<b>181</b>
22.1	Fogalom és osztályozás . . . . .	181
22.2	A vízi aleur(ol)itok . . . . .	182
22.21	Ásványos összetétel . . . . .	182
22.22	Kémiai alkat . . . . .	183
22.23	Kőzetszerkezet . . . . .	183
22.24	Egyéb makroszkópos tulajdonságok . . . . .	184
22.25	Kőzetszövet . . . . .	184
22.3	Az üledékes agyagok és agyagkőzetek . . . . .	185
22.31	Az ásványos összetétel . . . . .	185
22.311	Az elsődleges (allotigén) elegyrészek . . . . .	185
22.3111	Az agyagásványok . . . . .	185
22.3112	A kvarc . . . . .	189
22.3113	A földpát . . . . .	189
22.3114	Karbonátok és egyéb ásványok . . . . .	190
22.3115	Szerves anyagok és ősmaradványok . . . . .	190
22.312	A másodlagos (autigén) elegyrészek . . . . .	190
22.3121	Illitesedés és kloritosodás . . . . .	190
22.3122	A glaukonitképződés problémái . . . . .	191
22.3123	Mangános és foszfátos gumók . . . . .	194
22.3124	Zeolitok . . . . .	194
22.3125	Egyéb másodlagos ásványok . . . . .	194
22.32	Vegyí összetétel . . . . .	195
22.33	Az argillitok és márgák makroszkópos tulajdonságai . . . . .	196
22.34	Az agyagok kolloid sajátságai . . . . .	197
22.35	Szerkezet . . . . .	200
22.36	Szövet . . . . .	200
22.37	Az agyagok porozitása és permeabilitása . . . . .	202
22.38	A pélitek és karbonátos keverékkőzetek tulajdonságai . . . . .	202
22.4	A pélitek leülepedése, kőzetté válása, anchimetamorfózisa . . . . .	203
22.5	A pélitek elterjedése . . . . .	206

22.6	A pélitek genetikai csoportjai . . . . .	209
22.61	A reziduális pélitek . . . . .	209
22.62	Az allochton pélitek . . . . .	211
22.621	A folyóvízi pélitek . . . . .	211
22.622	A lápi—mocsári pélitek . . . . .	211
22.623	Az eolikus eredetű vízi pélitek . . . . .	212
22.624	A morénaüledékek . . . . .	212
22.625	A tavi pélitek . . . . .	212
22.626	A tengeri pélitek . . . . .	213
22.627	A bitumenes agyagkőzetek („fekete palák”) . . . . .	217
22.7	A pélitek jelentősége . . . . .	218
Irodalom	. . . . .	223

### 23. Vulkanai törmelékes kőzetek (piroklasztitok) (RAVASZ CSABA) . . . . . 228

23.1	Fogalom és osztályozási szempontok . . . . .	228
23.2	Kőzettani felépítés . . . . .	228
23.21	Szemcseméret és szemcsealak . . . . .	228
23.22	Összetétel . . . . .	230
23.221	A bázisos vulkanoklasztitok . . . . .	230
23.222	Az intermedier és savanyú vulkanoklasztitok . . . . .	231
23.223	A kristálytörmelék (krisztalloklaszt) . . . . .	232
23.224	Kőzettörmelékek (litoklasztok) . . . . .	232
23.225	A vulkanoklasztos keverékkőzetek . . . . .	233
23.226	Az epiklasztok . . . . .	233
23.3	A vulkanoklasztitok genetikai csoportjai . . . . .	235
23.31	Szárazföldi vulkanoklasztitok . . . . .	235
23.311	A hullott vulkanoklasztitok . . . . .	235
23.312	Áramlási piroklasztitok . . . . .	238
23.3121	Az igniszpunit . . . . .	239
23.3122	Az ártufa . . . . .	240
23.3123	A hidroklasztos lerakódások . . . . .	241
23.3124	A vulkáni fanglomerátum . . . . .	242
23.32	Vízalatti vulkanoklasztitok . . . . .	243
23.33	Kürtöbreccsák . . . . .	244
23.4	A vulkanoklasztitok diagenezise és mállása . . . . .	245
23.5	A vulkanoklasztitok jelentősége, hasznosítása . . . . .	246
Irodalom	. . . . .	250

### 24. Üledékes karbonátkőzetek (HAAS JÁNOS, J. EDELÉNYI EMŐKE és BALOGH KÁLMÁN) . . . . . 252

24.1	Fogalom, elhatárolás, leíró elnevezések . . . . .	252
24.2	Ásványtani felépítés . . . . .	255
24.21	A karbonátasványok képződési feltételei . . . . .	255
24.22	A nem-karbonátos elegyrészek . . . . .	256
24.3	Kémiai összetétel . . . . .	257
24.4	Diagenézis és porozitás . . . . .	258
24.5	A mészkő és a dolomit makroszkópos tulajdonságai, főbb szerkezeti és szöveti bélyegei . . . . .	258
24.6	Vizsgálati módszerek . . . . .	259
24.7	Rendszerezés . . . . .	260
24.71	A kőzetelemek szerinti osztályozás . . . . .	261
24.711	A FOLK-féle rendszer . . . . .	261
24.712	A DUNHAM-féle rendszer . . . . .	261
24.713	A FOLK- és a DUNHAM-féle kifejezések együttes alkalmazása . . . . .	263

24.72	A makrofáciések szerinti osztályozás . . . . .	264
24.8	A karbonátos kőzetek petrográfiai–genetikai típusai . . . . .	265
24.81	A mészkövek . . . . .	266
24.811	A helyben képződött biogén mészkőfajták . . . . .	266
24.8111	A zátonymészke . . . . .	266
24.8112	A sztromatolitos mészkő . . . . .	266
24.812	A szemcsevázú mészkövek . . . . .	267
24.8121	A bioklasztos mészkövek . . . . .	267
24.8122	A karbonátos klasztok alkotta mészkövek . . . . .	268
24.8123	A bekérgezett szemcsék alkotta mészkövek . . . . .	269
24.813	A mikrokristályos alapanyagú mészkövek . . . . .	270
24.8131	A mikrokristályos–szemcsés (wackestone típusú) mészkövek . . . . .	270
24.8132	A mikrokristályos mészkő (kalcilutit) . . . . .	272
24.814	A különleges édesvízi mészkőfajták . . . . .	273
24.8141	A forrásmészke . . . . .	273
24.8142	A mészkérges és -konkréciók . . . . .	273
24.8143	A cseppkövek . . . . .	274
24.815	Az átkristályosodott mészkövek . . . . .	275
24.82	A dolomitok . . . . .	275
24.821	A helyhez kötött biogén mészkőfajták utáni dolomitok . . . . .	276
24.8211	Dolomitosodott zátonymészke . . . . .	276
24.8212	A sztromatolitos dolomit . . . . .	277
24.822	A szemcsés mészkövek utáni dolomitok . . . . .	277
24.823	A mikrokristályos alapanyagú dolomitok . . . . .	277
24.8231	Mikrokristályos–szemcsés dolomit . . . . .	277
24.8232	A mikrokristályos dolomit . . . . .	278
24.824	Átkristályosodott dolomitok . . . . .	278
24.825	Mészke és dolomit közötti keverékkőzetek . . . . .	278
24.826	A visszakalcitosodott dolomit („dedolomit”) . . . . .	278
24.83	A magnezit . . . . .	279
24.84	A sziderit és a rodokrolit . . . . .	279
24.9	Jelentőség és hasznosítás . . . . .	279
	Irodalom . . . . .	288
<b>25. Sókőzetek (evaporitok) (BALOGH KÁLMÁN)</b> . . . . .		290
25.1	Fogalom és osztályozás . . . . .	290
25.2	A tengeri sókőzetek keletkezése . . . . .	294
25.21	A sókiválás fiziko-kémiai feltételei . . . . .	294
25.22	A tengeri sótelepek járulékos és nyomelemei . . . . .	296
25.221	A bróm . . . . .	296
25.222	A stroncium . . . . .	297
25.223	A bór . . . . .	298
25.224	A fluor . . . . .	299
25.225	A jód . . . . .	299
25.226	A stabil izotópok . . . . .	299
25.23	A tengeri evaporitok megjelenési formái . . . . .	300
25.231	Kőzetszerkezet . . . . .	300
25.232	Az evaporitok szövete . . . . .	303
25.2321	Elsődleges szöveti jelleg . . . . .	303
25.2322	Másodlagos szöveti jelleg . . . . .	309
25.24	A tengeri evaporitok lerakódása . . . . .	310
25.241	A mélyvízi modell . . . . .	310
25.242	A parti szebkha-modell . . . . .	314
25.243	A sekélyvízi mélymedence modell . . . . .	316

25.3	A kontinentális evaporitok . . . . .	319
25.31	Sókvirágzások és sókérgesek . . . . .	319
25.32	Sós mocsarak és sós síkságok . . . . .	320
25.33	A sóstavak . . . . .	320
25.331	A kontinentális sósvizek osztályozása . . . . .	322
25.332	A karbonátos, szulfátos és kloridos tavak evaporitjai . . . . .	324
25.333	Sóstavi szilikátképződés . . . . .	324
25.334	A borátos tavak . . . . .	326
25.335	A nitráttelepek . . . . .	326
25.4	A sóközetek diagenezise . . . . .	328
25.5	Az evaporitok tér- és időbeli elterjedése . . . . .	330
25.6	A magyarországi evaporitok . . . . .	332
25.7	Az evaporitok jelentősége . . . . .	333
Irodalom	. . . . .	344
<b>Tárgymutató</b>	. . . . .	<b>351</b>



# 17. AZ ÜLEDÉKES KÖZETEK SZERKEZETE

BALOGH KÁLMÁN

## 17.1 FOGALOM ÉS JELENTŐSÉG

Az üledékes kőzettestek összetételei és szöveti sajátosságainak a térbeli elrendeződését, amely azokat a szomszédos kőzettestektől megkülönbözteti, üledék-szerkezetnek nevezzük. A különböző szövetfajták kőzeten belüli megoszlásának kifejezéseként az üledék-szerkezet kétségkívül az üledékes kőzetszövet felett álló, háromdimenziós jellegénél fogva annál magasabb rendű fogalom. A kettőt mégis gyakran összekeverik. Nagy szerepet játszik ebben, hogy a német és az orosz nyelvű szakirodalom e két fogalmat az angol nyelvterületen meghonosodott fenti meghatározással éppen ellentétesen nevezi meg. A német „Textur” s az orosz „тыкстурa” szavak ui. a kőzet szerkezeti, a „Struktur” és „sztruktura” kifejezések pedig a kőzet szöveti tulajdonságaira vonatkoznak. Ennek az a magmás és metamorf kőzetekben — német hatásra — kialakult gyakorlat az oka, amely:

1. az alkotó kristályok nagyságát és alaki tulajdonságait tekinti struktúrának,
2. a kristályok térbeli elhelyezkedésének és kapcsolódásának módját pedig textúraként definiálja.

A magmás kőzettestek többségénél ez a megkülönböztetés megfelelőnek is látszik. Az üledékes kőzeteknél azonban — határozott genetikai jelentőségük miatt — azok gyakran már eleve összetett szemcséinek *felhalmozódási alakzatait* és ezek diagenetikus módosulásait szükséges kiemelni. Az üledékes kőzetek szerkezetét tehát ezek az alakzatok határozzák meg, az egyes szemcsék nagysága, alakja, s az azok összeszövődését (*fabric*) kifejező tömörség (*packing*) és szemcséirányítottság (*grain orientation*) pedig még szöveti tulajdonságnak minősül (I. kötet, 15.1 ábra).

A különbség abból adódik, hogy a német iskola a *fabric* fogalmát a szerkezeti elemekre is kiterjeszti. Valójában azonban — anatómiai párhuzammal élve — a kőzetek szemcséi az élő szervezetek sejthez, a szemcsék összeszövődésének módja a sejtek társulásaiból álló szövetekhez, a különböző szövetelemekből álló kőzetszerkezetek pedig a többféle szövetből alakult szervekhez hasonlíthatók. E sorrend hierarchikus értékében pedig nincs okunk kételkedni.

A szedimentológusok a magmás és metamorf petrográfusoktól eltérően ítélik meg a kőzet alapelemeit alkotó szemcséket is. A

szedimentológusok ui. nemcsak a kristályokat tekintik a szövet alapelemeinek, hanem minden olyan kristályhalmazt — pl. onkoidot és ooidot —, közettöredéket és ősmaradványt is szemcsének neveznek, amely az üledékképződési folyamat résztermékeként vagy aktív részeseként került a kőzetbe. Az oolit ooidjai, a kővületes agyag ősmaradványai tehát — alakjukkal, nagyságukkal és kapcsolódásuk módjával egyetemben — éppúgy szöveti elemek, mint a konglomerátum kavics-, ill. a grauvakke kőzetszemcsei, vagy az ezeket magába záró alap- és kötőanyag kristályai. Egy-egy ooidos pad, egy konglomerátum-réteg vagy egy kővületes agyaglencse viszont már önálló szerkezeti elemet jelent a szomszédos mészkő-, homokkő- vagy ősmaradványmentes agyagtesthez viszonyítva.

Az üledékes kőzet szerkezeti elemei közül az üledéklerekódás közben kialakultakat *elsődlegeseknek*, a kőzetté szilárdulás közben vagy után — tehát dia-, ill. epigenetikusan — képződötteket pedig *másodlagosaknak* tekintjük.

Az *üledékszerkezet elsődleges alapelemei* jól jellemzik az üledékgyűjtő közegének leülepedés közbeni mozgását és annak energiaszintjét. Még több felvilágosítást adnak erről a társulásaikból kialakult és így a szerkezeti formák hierarchiájának következő lépcsőfokán álló *lerakódási alakzatok* (bedforms). A természet kimeríthetetlen változatossága azonban az ezekre támaszkodó következtetések elszűrt alkalmazását lehetetlenné teszi. Az ülepítő közeg mozgásmódja ui. eltérő környezeti viszonyok között is hasonló lehet. Ennek következtében számos elsődleges üledékszerkezeti elem és forma igen különböző eredetű üledéksorokban is megtalálható, noha eltérő gyakorisággal.

Áramlási fodrok például szélfújta, folyóvízi, sekély- és mélytengeri környezetből egyaránt ismeretesek; dűnék szárazföldön és víz alatt is létrejöhetnek. E hasonló formák származása fosszilisán csak részletes elemzésük alapján deríthető ki. Nehezítik azonban ennek lehetőségét az üledéknek a kőzetté válás során bekövetkezett — tehát másodlagos — fizikai, kémiai és/vagy fizikokémiai elváltozásai. Ezeket a teljes metamorfózisig terjedő, dia- és epigén elváltozásokat — amelyek a kőzet leülepedés utáni történetét világítják meg — természetesen mintegy le kell vonni a kőzet mai képéből eredeti környezetének rekonstruálására.

kor. Helyes ösföldrajzi képet tehát csak az üledék(es közet)sor valamennyi tulajdonságának gondos kiértékelésével nyerhetünk. Ezek között azonban az üledékszerkezeti sajátságok — az üledéklerakódással, valamint a diagenezissel való közvetlen összefüggésük révén — igen fontosak. Fokozza jelentőségüket, hogy jó részük — nagyságrendjénél fogva — szabad szemmel

is felismerhető és tanulmányozható. Ezért a *geológus terepi munkáját s a fúrasi rétegsorok elsődleges leírását az üledékszerkezeti tulajdonságok pontos rögzítésével kell kezdeni*. Ennek elmulasztása esetén nemcsak a közetsor keletkezési körülményeiről és kifejlődéséről, hanem rendes vagy átbuktatott helyzetéről sem lehet megbízható képet alkotni.

## 17.2 AZ ELSŐDLEGES ÜLEDÉKSZERKEZETEK

Az üledék megszilárdulása előtt létrejött, elsődleges szerkezetek egy része *fizikai*, más része *biológiai* eredetű. A fizikai eredetűek kialakulása elsősorban az áramlási és ülepedési sebesség, valamint az üledékutánpótlás függvénye. A biológiai szerkezetek keletkezését a biocönózist alkotó állat- és növényfajok életműködéseinek (táplálkozásának, mozgásának, növekedésének, szaporodásának, elhalásának), valamint szilárd vázrészeik felhalmozódásának és életnyomaik fennmaradásának módja határozza meg.

A *fizikai eredetű* elsődleges szerkezetek a további osztályozás szerint lehetnek:

a) *Belső* (vagyis az üledékes közettest belsejét tagoló) *szerkezetek*; tehát az elsődleges rétegeesség és lemezesség különböző formái.

b) *Külső* (vagyis az üledékes közettest határfelületein mutató, szinszedimentációs) *szerkezetek* (pl. áramlási jegyek, „esőcsepp-nyomok”).

c) *Deformációs* (vagyis a még teljesen meg nem szilárdult üledék diagenezis előtti képlékeny és töréses alakváltozásairól tanúskodó) *szerkezetek* (ilyenek pl. a terhelési zsebek, konvolúciók, üledékes vetők).

Mindezek rendszeres megfigyelése és helyes értelmezése nélkülözhetetlen az üledékképződés körülményeinek feltárásában. A ré-

tegzettség (bedding, stratification) típusának megállapítása pl. nemcsak az egykori áramlási rendszer jellegéről, intenzitásáról, irányáról és kiterjedéséről tájékoztat, hanem az üledékutánpótlás módját és nagyságrendjét is megvilágítja. A réteglapokon látható egy-, két- vagy háromdimenziós jegyek (pl. karcok, ütközési és áramlási nyomok, hullámfodrok) az áramló fluidumnak (víz, jég, levegő) az üledék felszínére gyakorolt hatását tükrözik. Ennélfogva térképezésük nagymértékben elősegíti az áramlási dinamika rekonstrukcióját. A friss üledéken belüli feszültségek kioldódásáról tanúskodó deformációs szerkezeteknek pedig gyakran a biogén struktúrákét megközelítő környezetjelző értékük van.

Az elsődleges biogén szerkezetek az összetartó vagy széthulló állati és növényi vázakkak, az ún. „organosediment struktúrák”-nak, az algasztromatolitoknak, a koprolitoknak, az epi- és infauna kúszás- és ásásnyomainak (I. kötet, 10.52. fejezet) a rétegzésre gyakorolt építő vagy romboló hatását rögzítik. A tömeges vázfelhalmozódások közetalkotó jelentőségűek. Az öskörnyezethez való alkalmazkodás révén az állati és növényi fossziliák a legkitünőbb fáciesjelzők. Az ősmaradványok fosszilizációs folyamataiban és megtartási állapotában pedig a közetet ért diagenetikus változások is híven tükröződnek.

### 17.21 A RÉTEGZETTSÉG FOGALMA, OKAI, FAJTÁI

A nagyobb közettestek anyagi és/vagy szöveti elrendződésének a leülepedési körülmények változásai következtében kialakult vertikális tagozódását rétegzettségnek nevezzük. A rétegzettség az üledéklerakódás fizikai (mechanikai), kémiai vagy biológiai folyamatokkal, gyakran ezek kombinációjával kapcsolatos ingadozásának a következménye. A teljesen *rétegzetlen üledékfajták* száma és elterjedtsége viszonylag kicsiny. Ilyenek pl. a jégárák, jégtakarók hátrahagyott üledékéből képződött *tillitek* (I. kötet, 7.27—7.28 ábra), a *típusos lösz* (21.1 ábra), a gyors felhalmozódásból származó homokkövek, piroklasztitok, breccsák, konglomerátumok, agyagok, s a zátonymészkövek. A többség rétegzettsége olyan különböző horizontális és

vertikális méretű, tábla- vagy lemezszerű közettestek váltakozásában fejeződik ki, amelyek gyakran kisebb méretű rétegzési elemekből tevődnek össze. Az előbbieket *rétegeknek* (beds: 17.1 ábra; 17.1. tábla), az utóbbiakat *réteglemezeknek* (laminae) nevezzük (17.2 ábra).

Mind a kettő az üledéksor nagyjából azonos összetételű és szövetű, tehát lényegileg változatlan körületesi feltételek között képződött, de különböző nagyságrendű ülepedési egysége. Az eltérő viszonyok között lerakódott rétegek jelentősen különbözhetnek egymástól. Az egymáson nyugvó rétegeket többékevésbé éles határfelületek, sima vagy kissé egyenetlen *réteglapok* választják el; az alsót *fekvő-*, a felsőt *fedő-*

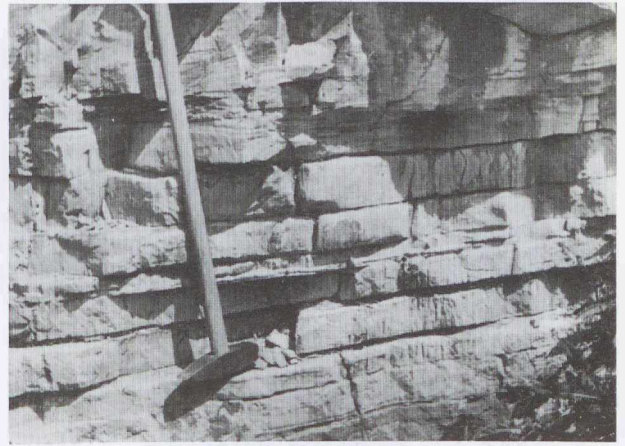
lapnak nevezzük. Két réteglap közé olyan, néhány tizedmilliméter vagy milliméter nagyságrendű *réteggöz* („fúga”) iktatódhat (17.1 ábra), amelyet a fekvő és fedő réteg anyagától olykor erősen elütő agyagfilm tölt ki. Ennek híján is, az egyes réteglapok fölött mindig szöveti, fizikai vagy anyagi változások figyelhetők meg. Az egyes rétegeket és réteglemezeket a határfelületek menti elválásukon kívül színük, szövetségük, keménységük, kötöttségük, ásványtani és kémiai összetételük, ősmaradvány- és szervesanyag-tartalmuk, vastagságuk, alakjuk és belső szerkezetük különbözősége teszi felismerhetőkké.

A *réteg alakját* a réteglapok sík, hullámos, párhuzamos vagy egymás felé hajló volta határozza meg. A rétegek horizontális kiterjedése és vastagsága tág határok között változhat. Valahol azonban még a több km-en át azonos vastagságban követhető (plánparalel) rétegek is kiemelkednek, ill. oldalirányú anyag- és szövétváltozással másik réteggel fogazódnak össze.

A *réteg leülepedéséhez szükséges időt* az ülepítő közeg mozgásállapota, az üledékanyag mennyisége és minősége határozza meg. A méteres vastagságú durvatörmelék rétegek kialakulása általában 1—2 évet, a cm nagyságrendű pelágikus üledékrétegeké azonban több száz, sőt több ezer évet igényel. Mindezt az időjárás szezonális, ill. nagyobb periódusú változásai, a nagy árvizek és szélviharok, az áramlások erősségének és irányának módosulásai, a sós tengervíz és a különböző édesvizek kölcsönhatásai, a hullámozás intenzitása, a tengerszint s a környezet biológiai és geokémiai változásai befolyásolják.

A *kémiai üledékek* (pl. az abiogén karbonátkiválások, a sóközetek és sókérges, számos kova-, vas-, mangán-, foszfát- és zeolitlerakódás) képződésében az ülepítő közeg hőmérsékletének, pH- és Eh-viszonyainak, a kémiai alkotók koncentrációjának és ioncserére való hajlamának van döntő szerepe. Kémiai folyamatok idézik elő a talajok durva rétegzettségét is. Ősmaradványoknak a réteg belsejében vagy az egykori vízfenéknek megfelelő fedőlapon való elszaporodását a fizikai és kémiai feltételek (I. kötet, 10.4. fejezet) kedvező volta, elhalását, rétegszerű felhalmozódását és betemetődését pedig azok kedvezőtlenre fordulása határozza meg. A szuszpendált anyag tömegének és koncentrációjának hirtelen megnövekedése, az árhullámok, a tengeri, ill. tavi transzgressziók és regressziók éppúgy megszakíthatják a vízparti növényzet, az epizódos és inbentosz életét, s elősegíthetik maradványaik rétegbe záródását, mint a vízfenék oxigénhiánya és kénhidrogénnel való mérgeződése.

A leülepedés iránya a nehézségi erő és a közeg áramlási irányának eredőjére merőleges. A nyugalomban lévő s a lassan vagy igen gyorsan áramló közegből *horizontális vagy közel vízszintes*, a közepes sebességű víz- és légáramlásból pedig az áramlás irányába lejtő,



17.1 ábra. Vékony rétegű, márgaközös felső-triász mészkő. — Csővár. — Foto: JÁMBOR Á.

*ferde réteglemezek* rakódnak le. A réteglapok és új rétegek kialakulásának oka lehet:

- az üledékfelhalmozódás rövidebb-hosszabb szünete, majd újraindulása, amit pl. az üledékszállítás mennyiségének és minőségének időszakos ingadozása, a lepusztulási terület morfológiájának és klímájának kisebb-nagyobb változásai idéznek elő;

- a lerakódási körülmények hirtelen megváltozása az üledékgyűjtőben vagy annak környezetében végbement orogén vagy epigén folyamatok, vagy vulkáni működés (lávaömlés, tufaszórás, ignimbritképződés) következtében;

- a lerakódott üledék újraoldódása, felszíni vagy víz alatti eróziója, az üledékgyűjtő közeg kémiai és hidrodinamikai aktivitásának megfelelően.

A réteggözökben mutatkozó üledékhiány (*omiszzió*) időarányát az anyagszállítás/medencesüllyedés viszonyszáma határozza meg. A kimaradások időará-



17.2 ábra. Világos homokkő és sötétszürke aleurolit párhuzamos-horizontális réteglemezeinek váltakozása, egyes homokkőlemezek alján apró terhelési zsebekkel és lányszerkezetekkel. — Az alsó-pannon összlet magasabb részéből. — Szeged Sze-9. sz. fúrás: 2528,55—2528,70 m. — Foto: KISS L.

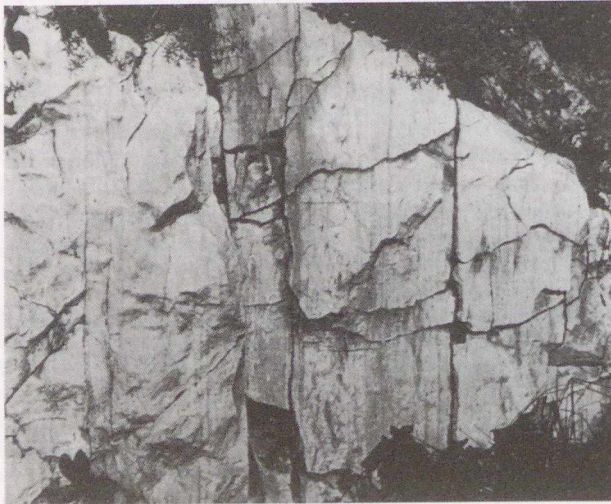


17.3 ábra. Az alapvető diszkordancia-fajták vázlatja

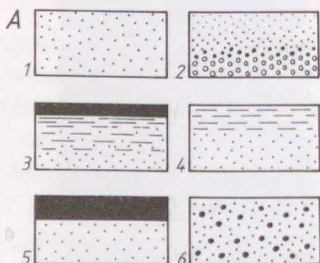
1. Parakonform érintkezés (látszólagos konkordancia). — 2. Diszkonform érintkezés (szögeltérés nélküli eróziós diszkordancia). — 3. Inkonform érintkezés (eróziós diszkordancia szögeltéréssel). — 4. Szögdiszkordancia.

Az 1—3. érintkezés feltétlenül elsődleges (szedimentációs), a 4. számúak egy része elsődleges, tektonikus felület közbeiktatódása esetén azonban másodlagos.

nya az erősebb üledékszállítású, de csak kismértékben süllyedő partmenti övekben a legnagyobb, mert az ide érkező törmelék jelentős része az üledékgyűjtő erősebben süllyedő (mélyebb) területeire szállítódik tovább.

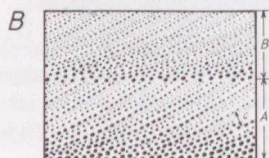


17.4 ábra. Olyan éles réteglapokkal határolt mészkőrétegek, amelyek belső lemezességét az ősmaradványtartalom eloszlásának különbségei hangsúlyozzák. — Fehérkői Mészkő Formáció. — Középső-triász: ladin emelet. — Miskolc-Lillafüred: Boldogasszony-sétány. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1958



17.5 ábra. A: A ferde réteglemezek felépítésének elvi vázlatja BOTVINKINA (1965) nyomán

1. Egyszerű. — 2—3. Szalagos. — 4—5. Kéttagú. — 6. Osztályozatlan.



B: Egyenes és ritmikus osztályozódás patak-hordalék ferde rétegeiben, BOTVINKINA (1965) nyomán

FÜCHTBAUER (1970) szerint a sekélytengeri lerakódások üledékhézagjai a leülepedés abszolút időtartamának 50—90%-át tehetik ki. A durvább üledék (pl. a homok) lerakódási sebessége természetesen nagyságrendekkel haladja meg a lebegő hordalékból származó aleurit és agyag ülepedését.

Az üledékes kőzetek rétegeességének nagy a jelentősége, mert:

— típusából következtetni lehet az ülepítő közeg jellegére és mozgásállapotára (nyugalomra, hullámzó, áramló vagy örvénylő voltára);

— az eredeti helyzetéből utólag ki nem billent rétegsor alsóbb tagjai a felsőbbeknél mindig idősebbek; ez a STENO-féle *települési időtörvény* pedig elvi lehetőséget nyújt nemcsak az üledékek, hanem a később beléjük nyomult vagy rájuk települt magmás kőzetek viszonylagos korának, továbbá a hegység szerkezeti formák és az ezeket előidéző kéregmozgások jellegének és idejének a megállapítására is. Ennek során azt kell eldöntenünk, hogy a 17.3 ábrán feltüntetett négy alapvető diszkordancia-fajta közül melyikkel állunk szemben.

Belső szerkezetük szerint a rétegeknek két fő típusuk van: a) viszonylag éles határlapok között további tagozódást nem mutató, homogén rétegek (17.2 ábra); b) réteglapok közén vékonyabb réteglemezekre bomló rétegek (17.4 ábra).

A réteglemezek (17.2 ábra) az üledékfelhalmozódás legkisebb egységei; olyan vékony üledéktestek, amelyek egy többnyire kicsiny időintervallum lényegileg változatlan körülményei között rakódtak le. Határfeületeik ugyan nem mindig élesek, színük, anyagi különbségeik, szemcséik osztályozottsága, egyes alkotói (pl. konkrécióik vagy ősmaradvány-töredékeik) kimállása, vagy elválásuk révén mégis megosztják a határozott réteggközök (réteglapok) közé zárt réteget. Csekély vastagságuk, elmosódó határaik az ülepedési körülményeknek csak kicsiny ingadozásait jelzik. A nyugalomban lévő vagy csak laminárisan áramló közezből horizontális vagy közel vízszintes, egymással és a felhalmozódási formát lezáró réteglapokkal párhuzamos réteglemezek rakódnak le. A turbulens áramlásból ülepedett réteglemezek ellenben szöglet zárnak be a felhalmozódási alakzat felületével: ferdén rétegzettek (17.5 ábra: B). A törmelékes kőzetek réteglemezei gyakran kéttagúak. Ha a két tagot folytonos átmenet köti össze, szalagos, ha pedig a két tag közti határ viszonylag éles, páros réteglemezről beszélünk (17.5 ábra: A). Ezek létrejötté a kialakító folyamat lüktető lefolyásával kapcsolatos.

A rétegek és réteglemezek vastagsága (25.4. tábla: 3 és 4; 25.6. tábla: 1, 3, 4) jellemző az üledékfelhalmozódás körülményeire. A durvatörmelékes üledékek nagyobb rétegvastagsága az üledékgyűjtő és környezete szintkülönbségének növekedését, a gördülve szállítás és a turbulencia erősödését, az üledékfelhalmozódás gyorsulását tanúsítja; az üledék finomodása és réteg-

17.1. táblázat. A rétegek és réteglemezek vastagság szerinti osztályozása\*

Vastagság (cm)	Rétegek	Vastagság (mm)	Réteglemezek
> 100	Vastagpados	> 100	Nagyon vastag
30—100	Pados	30—100	Vastag
10— 30	Vastag	10— 30	Közepesen vastag
3— 10	Vékony	3— 10	Vékony
< 3	Nagyon vékony	< 3	Nagyon vékony

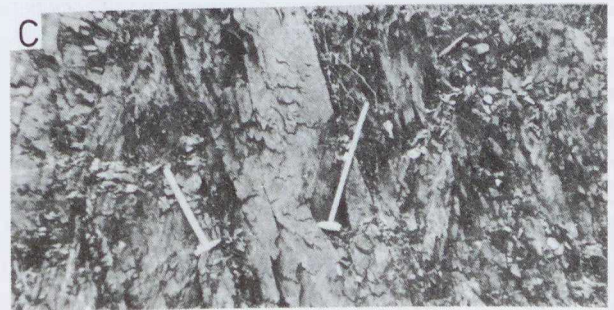
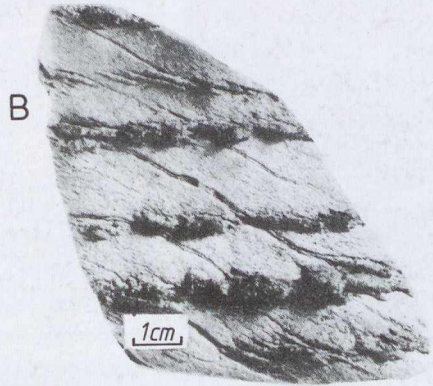
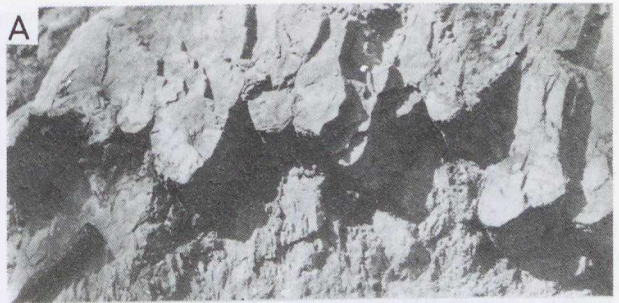
\* CAMPBELL (1967) szerint.

vastagságának csökkenése pedig mindennek az ellenkezőjét valószínűsíti. Fontos tehát a rétegzési elemek nagyságrendi osztályozása. Ennek többféle módja közül a CAMPBELL-féle (1967) beosztás látszik leginkább megfelelőnek (17.1 táblázat).

Alakjuk, egymáshoz való viszonyuk és folytonosságuk alapján a réteglemezek a 17.6 ábra szerint jellemezhetők.

A pados és vastagpados üledékek rétege ssége gyakran csak egyes szöveti elemeik (pl. az ősmaradványok, kavicsok, ooidok) párhuzamos elrendeződése és/vagy gradációja alapján ismerhető fel (I. kötet, 15.56 ábra). A kőzet ásványainak és színező anyagának utólagos átrendeződése, felszínének fagy okozta lehámlása (deszkvamációja), tektonikus eredetű harántpalássá-ga és litoklázisai azonban gyakran megnehezítik eredeti rétege sségének megállapítását (17.7 ábra).

A rétegzettség típusa az egyes rétegek alakjától, lemezességétől és egymásra településének módjától függ. E típusok mind a szárazföldi és tengeri, mind a



17.7 ábra. A: Márgával váltakozó nóri mészkő a rétegeit harántoló palás klivázsokkal. — Bükk-hegység: a Hollósetőre vezető műút mentén, a Lusta-völgytől D-re. — Foto: PELIKÁN PÁL

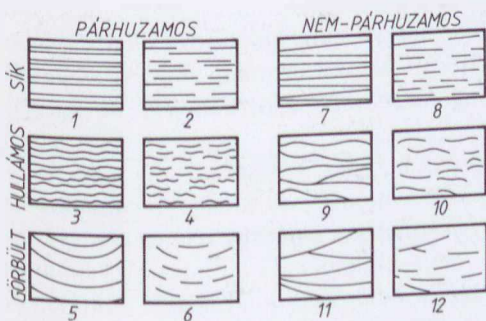
B: Anchimetamorf felső-triász (nóri) mészkő az eredeti rétege sséget jelző tűzkőrétegeket ferdén keresztelő palás hasadékokkal. — Déli-Bükk: a Nagy Ökrös D-i oldalán vezető új műútról. — Gy.: PELIKÁN PÁL, 1989. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

C: Harántpalás karbon homokos agyagpala. — Bükk-hegység: a szilvásváradai szerpentinút alsó részéről. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1955

A jobb oldali kalapács a rétegzés, a bal oldali a palásság irányát jelzi.

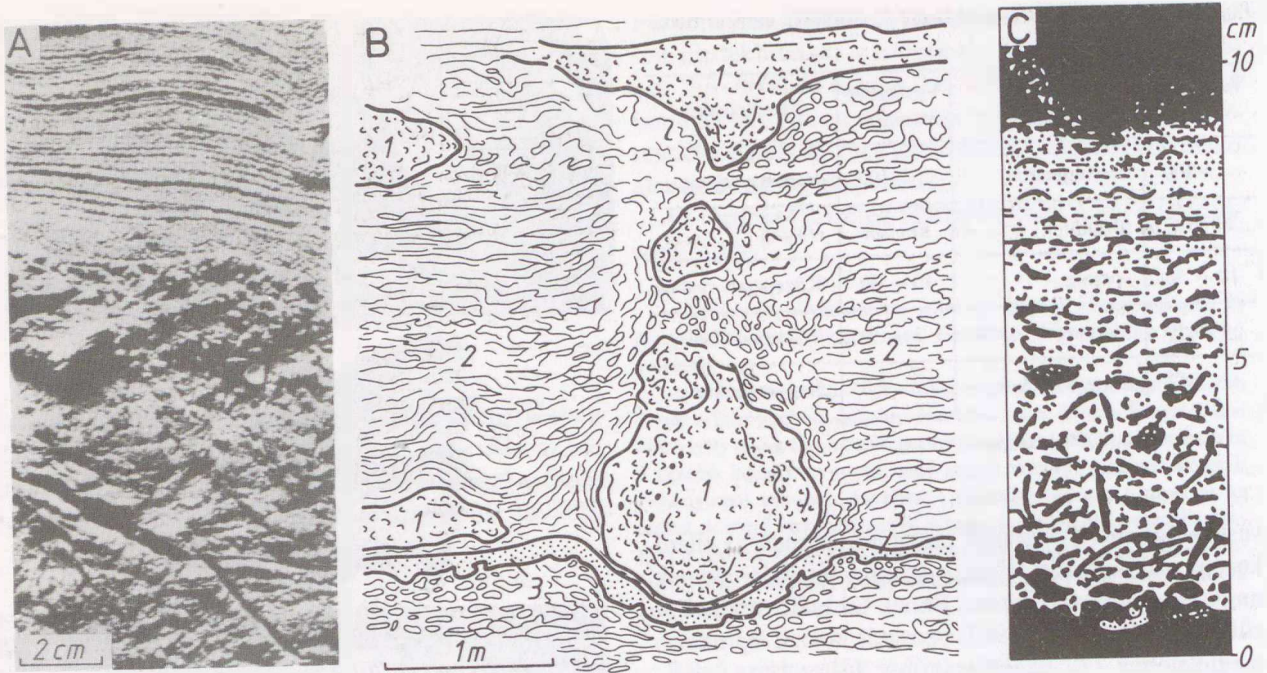
törmelékes, karbonátos és egyéb üledékekben előfordulnak.

**17.211 Horizontális rétege sség és lemezesség** esetén a réteglapok s az ezeken belüli réteglemezek közel párhuzamosak egymással. Nyugodt vagy laminárisan áramló közegben ui. az oldott és a lebegő részecskék egyaránt a nehézségi erő irányára merőleges nivófelületen, párhuzamosan, méretük, ill. súlyuk szerint rendeződve ülepednek le. A réteglapok kiala-



17.6 ábra. A réteglemez-metszetek kifejlődés szerinti osztályozása CAMPBELL (1967) nyomán, kiegészítve

1. Párhuzamosan sík (= táblás). — 2. Párhuzamosan sík, megszakadó. — 3. Párhuzamosan hullámos (= fodros). — 4. Párhuzamosan hullámos, megszakadó (= lencés). — 5. Párhuzamosan görbült (= vályús). — 6. Párhuzamosan görbült, megszakadó. — 7. Ékszerűen sík. — 8. Ékszerűen sík, megszakadó. — 9. Szabálytalanul hullámos. — 10. Szabálytalanul hullámos, megszakadó. — 11. Ékszerűen görbült. — 12. Ékszerűen görbült, megszakadó.



17.8 ábra. Temesztitiek

A: Ásásnyomoktól zavart szerkezetű homokréteg és a rá települt lemezes temesztit eróziós felület menti érintkezése a Helgolandi-öböl 7,1 m mély, vízzel borított fenekén, 24–45 cm-re az üledékfelszín alatt. — Egy AIGNER—REINECK (1982) közölte archiv kép nyomán

B: A középső-triász kagylómészkö rétegfelületét (3) a finomszemű márgás mészkőn (2) át lesüllyedő durva brachiopoda-váz (1) „pottyánókó” gyanánt nyomja be. — Felső-Szilézia: Strzelce Opolskie. — DZULYŃSKI—KUBICZ (1975) nyomán

C: A dél-badeni felső-kagylómészkö (középső-triász) meszes temesztitjének vázlata MEHL (1982) nyomán

kulását általában az üledékanyagot szállító áramlás erősségének vagy irányának megváltozása okozta, viszonylag rövid üledékszűnet, s az anyagi összetétel és a szövet ennek következtében fellépő, kismérvű megváltozása idézi elő. Párhuzamosságuk természetesen a rétegek utólagos kibillenésekor is megmarad.

Durvább és finomabb szemű törmelékes vagy meszes kőzetrétegek váltakozása esetén az előbbieket az ülepítő közeg áramló és/vagy hullámzó voltára, a finom szeműek annak nyugalmi állapotára utalnak. Az Északi-tenger többnyire finomszemű üledékei közé pl. nagy viharok alkalmával — *temesztit*nek nevezett — homokrétegek (17.8 ábra) települnek, amelyek durvább szemcsészetük mellett számos, eredeti élőhelyükről felszakított ősmaradványt tartalmaznak. A homok- és kőzetliszt-lemezek éles elkülönülését elsősorban a durvább és a finomabb üledékrészecskék süllyedési sebessége közötti nagy különbség idézi elő. 4–10 cm/s áramlási sebesség között ui. nincs üledéklerakódás, mert a homokszemcsék már 10 cm/s sebesség fölött leülepednek, a finomabb szemcsék (a flokkulált agyagszemcsékkel együtt) viszont csak 4 cm/s alatt kezdenek a szuszpenzióból kiválni (REINECK—SINGH 1980). Ez a szabály természetesen nemcsak a temesztitekre, hanem a csak néhány dm vagy m tá-

voltságig követhető homokos és agyagos-kőzetlisztes csíkok rendkívül sűrű, csak nagyítóval vagy mikroszkóp alatt látható váltakozásaira is érvényes. Az ilyen mikrolemezszerű folyami deltákon való kialakulása a torkolati szuszpenziófelhőn belüli szemcseosztályozódás következménye.

A finomszemű üledékek horizontális lemezességét megszakító durvaszemű betelepülések igen gyakran áramlási fodrok vándorlásából eredő ferdelemezekből épülnek fel. Az így létrejött hullámos és lencsés rétegség különböző formái azonban már az összetett rétegség fogalomkörébe tartoznak (17.214. fejezet-rész).

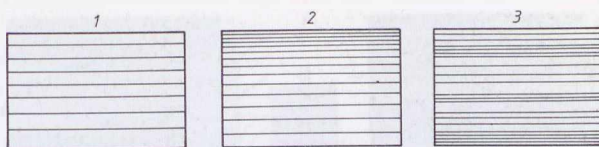
A homokkő és mészkő, a mészkő és márga, a dolomit és mészkő, a dolomit és anhidrit, valamint az evaporitok és törmelékes üledékek rétegenkénti váltakozása az áramlási energia, valamint a biokémiai és kémiai tényezők kölcsönös fluktuálását tükrözi. A réteglemezek rétegen belüli vastagsága és szemcsenagysága vagy egyforma, vagy irányítottan változó, vagy teljesen szabálytalan (17.9 ábra). Az olyan, vékony, horizontális réteglemezek váltakozásából álló, finomszemű törmelékes üledéket, amely a lerakódási tényezők szabályos lüktetésének terméke, *laminit*nek nevezik. A laminitok kőzetliszt és agyag szemcsenagy-

ságú, hullámbázis alatti (0,0—1,0 mm közötti lemezvastagságú) állóvízi üledékek. Csak akkor maradnak fenn, ha iszapfaló szervezetek a lemezességüket el nem tüntetik (17.10 ábra).

Milliméteres vastagságú kőzetliszt- és agyglemezek váltakozásából álló, 1—5 cm vastagságú laminitokkal zárulnak pl. a zagyárleakódások (a turbiditek) teljesebb ritmusai. A mélyebb ritmustagokhoz hasonlóan ezek maguk is osztályozott rétegeességűek, mert bennük a kőzetliszt anyagú lemezek gyakorisága, vastagsága és átlagos szemcsenagysága fölfelé csökken. Ezt jelenleg kétféleképpen magyarázzák: a) PIPER (1972) szerint a lemezességet a kohéziós és szemcsés fenékviznyomok váltakozása okozza. Az agyagot és kőzetlisztet egyaránt tartalmazó, 15—30 cm/s sebességű áramlásból ui. szemcsés aljzaton kőzetliszt, kohéziós aljzaton agyag rakódik le. Tegyük föl, hogy az áramlásból eleinte uralkodóan kőzetliszt ülepszik le. De mivel a kőzetliszttel együtt kicsapódó agyagpelyhek fokozatosan növelik az aljzat kohézióját, hamarosan agyag kezd leülepedni. Ez oly mértékben csökkenti a zagyáram alsó részének agyagkoncentrációját, hogy újra kőzetliszt rakódik le. A ritmitás — a szemcsenagyság folytonos csökkenése közben — a szuszpendált kőzetliszt-tartalom teljes kimerüléséig folytatódik. — b) Stow és BOWEN (1978) szerint egy már lecsendesült zagyáramban a kőzetliszt-szemcséknek és az agyagpelyheknek egyforma a süllyedési sebességük. Hogy a belőlük várható gradált kőzetlisztes agyag mégis határozottan lemezessé válik, azt a határreteg nyírófeszültsége osztályozó hatásának tulajdonítják. Ez a nyírófeszültség az agyagpelyheket széttördeli, és részeit a határreteg tetejére üzi. Az épségben maradt kőzetliszt-szemcsék viszont leülepednek. A határreteg tetején gyülekező agyagrészecskék azonban koncentrációjuk növekedésével olyan nagy pelyhekké állnak össze, amelyek a határretegen belüli nyírást leküzdve gyorsan leülepednek. Mivel ez a mechanizmus is önfenntartó, a folyamat többszöri ismétlődése révén — 15—25 cm/s áramlási sebesség mellett — gradált laminit keletkezik.

Ritmusosan lemezes felépítésű a visszahúzódó jég-takarók és gleccserek frontvonalától visszamaradt glaciális és posztglaciális tavak éves ismétlődésű lemezpárok (varvokból) álló és szalagos agyagnak (Bänderton) vagy varvitnak nevezett üledéke. A lemezpárok vastagabb, durvább szemű és világosabb színű tagja a nyaranta nagy sebességgel lezúduló és a tóvíz szerves anyagát eloxidáló olvadékvizekből rakódik le. A jóval vékonyabb, finomszemű és sötét színű szalagok viszont az üledékszállítás jelentős csökkenését vagy teljes megszűnését és a tavak alगतenyészetének elhalását eredményező, téli hónapok üledékei. Ilyenkor ui. már csak a tóvízben lebegő agyagrészecskék ülepednek le a tó befagyása és a vízmozgás lecsillapodása folytán oxigénszegény, de szerves anyagban dúsá vált környezetben. A varvok vastagsága a jégár szélétől távolodva parabolikusan csökken. Legvastagabbak a jégár-közeli proximális varvok; a disztális varvok vastagsága cm-ekben, a mikrodisztálisaké mm-ekben mérhető, az ultradisztálisaké még ennél is kisebb (MÖRNER 1978).

A varvpárok tagjai közötti kettős, színbeli és granulometriai különbség csak az édesvízben ülepedett varvitoknál mutatkozik. A

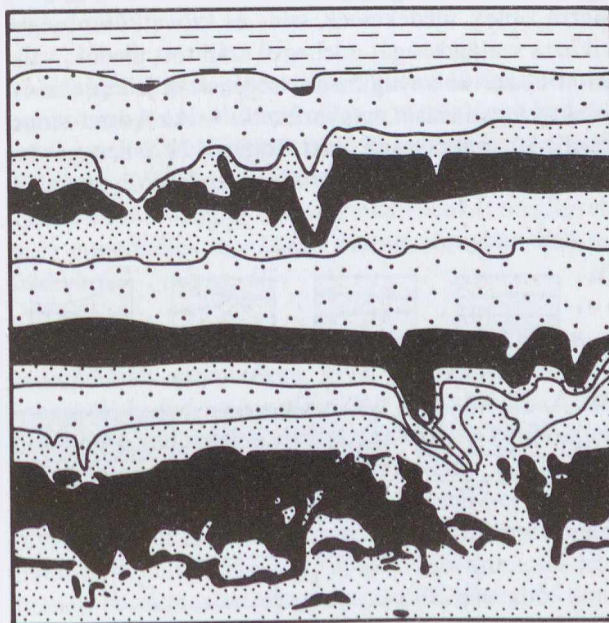


17.9 ábra. A horizontális réteglemezek rétegen belüli megoszlásának lehetőségei, BOTVINKINA (1965) nyomán, egyszerűsítve  
1. Egyenletes. — 2. Irányított. — 3. Szabálytalan.

sós- és csökkentsóvízi varvpárokon belül viszont csak a színkülönbség jelzi az évszakváltást. Ennek az az oka, hogy az édesvízbe került ásványi szemcsék méretük és súlyuk szerint osztályozódva, különböző sebességgel süllyednek le. A sós vagy csökkentsó vízbe került ásványi szemcsék ellenben a víz elektrolittartalma miatt pelyhekké tapadnak össze, és egyszerre érik el a vízfenekeket. Ráadásul az olvadékvizek az édesvízben gyorsan a fenékre süllyednek, sós vízbe kerülve viszont annak a felszínén terülnek szét.

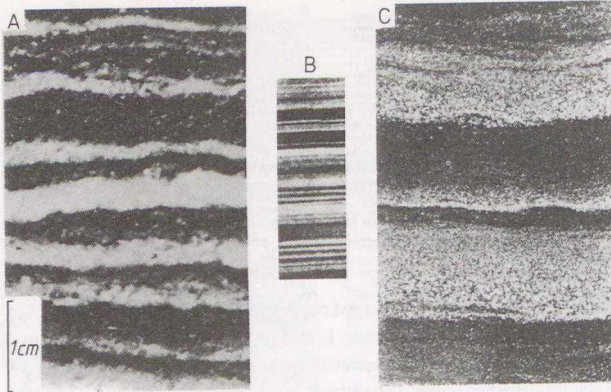
A varvképződés mechanizmusának felismerése teszi lehetővé, hogy a lemezpárok megszámlálásával az utolsó jégkorszak óta eltelt időt években is kifejezhesük. Az elsőként DE GEER (1912, 1940) által alkalmazott varvkronometria segítségével nagy biztonsággal állítható, hogy az utolsó jég-takaró Stockholm környékéről kb. 9 évezreddel ezelőtt tűnt el.

A varvkronológiai módszer természetesen más szalagos üledékeken is alkalmazható, ha a lemezpárok váltakozásának szezonális vagy más periódusú jellegét



17.10 ábra. Homokfaló szervezetek romboló hatása agyag-, aleurit- és homoklemezek váltakozására egy ötnapos kísérlet végén, KOROLJUK (1958) szerint

1. Durva aleurit. — 2. Homogenizált üledék (agyagos aleurit). — 3. Homok. — 4. Agyag. — A természetes nagyság 7/10-e.



17.11 ábra. Ritmit, laminit

A: Szezonális ritmit: az adriai Mljet-sziget mögötti öböl üledéke. — Foto: SEIBOLD (1958)

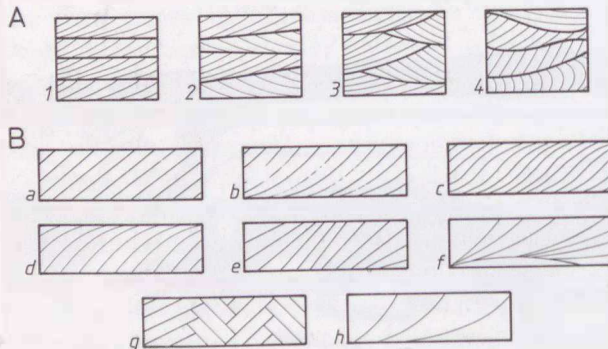
A nyári fehér csíkok uralkodóan kalcitból állanak. A téli sötét csíkokat kvarc, vasszulfid és szerves anyag alkotja.

B: Fekete-tengeri laminit. — REINECK—SINGH (1973) nyomán

C: Agyagban gazdag, mikrites, ill. gradált (finom) homokostól kőzetlisztesig terjedő finomrétegek váltakozásából álló laminit. A gradált lemezek túlnyomórészt dolomit- és kvarctörmelékéből állnak

Saltrio-rétegek, az alsó-szinemuri alemelet legfelső része. — Val Cornee, Saltrio. — Foto: KÄLIN—TRÜMPY (1977). — Kb. 3×

valószínűsíthető lehet. A Zürichi-tó jelenkori iszapjának szeretlen üledékben szegény, ill. gazdag sávokra tagolódását a nyári és téli évszak váltakozása magyarázza. — Kis energiájú tölcseértékelések és homokos partú öblök üledékeinek szín- és szövetkülönbségek okozta szalagosságát a lebegve szállított üledék, valamint a szerves anyag mennyiségének és jellegének évszakos ingadozásai magyarázzák. — Az Adriai-tenger egyik 20 m mélységű, zárt öblének H<sub>2</sub>S-ben gazdag vizéből leülepedő ritmitik világos csíkjai olyan kalcit-



17.12 ábra. A: A ferderétegeességnek a sorozathatárok alakja szerinti osztályozása

1. Táblás. — 2. Ék alakú. — 3. Vályús. — 4. Hullámos.

B: Ferdelemez-sorok lemezeinek alakja a lemezek csapásra merőleges metszetében

a) Átlós (anguláris) párhuzamos. — b) Homorúan belesimuló (tangenciális). — c) Alulfelül belesimuló (szigmoidális). — d) Domborúan belesimuló. — e) Átlós, köteges. — f) Homorú, köteges. — g) Keresztződő. — h) Homorú tangenciális, köteges.

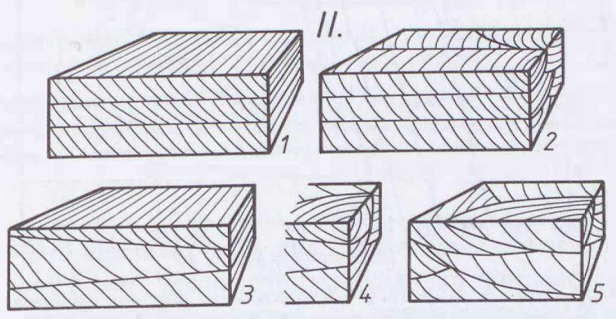
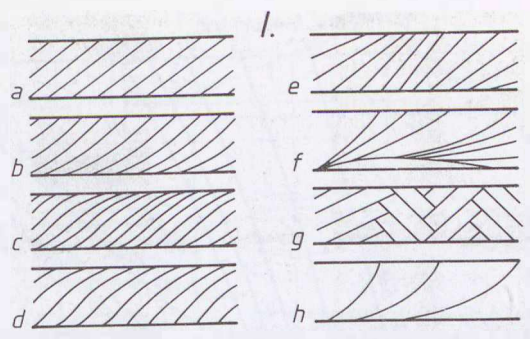
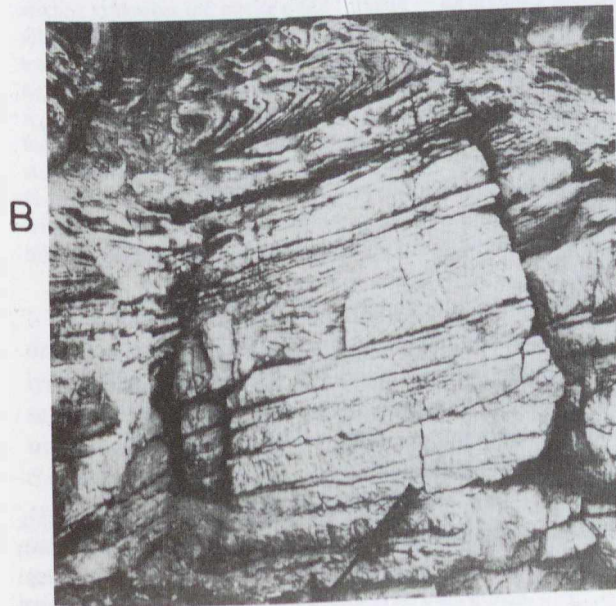
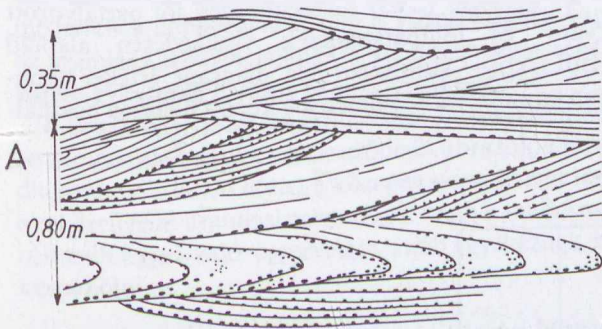
romboéderekből állanak, amelyek a fitoplankton-asszimiláció és az evaporáció nyári megnövekedésének következtében csapódtak ki. A sötét csíkok anyaga ellenben a csapadékos hónapokban bemosott, terrigén kvarc s az elpusztult növényi anyag bomlásából származó vasszulfid és szerves anyag (17.11 ábra: A). — A fekete-tengeri iszapok mészből gazdag, világos lemezeinek képződése (17.11 ábra: B) a felszíni víznek a mészkiválasztást elősegítő fölmelegedésével, a fotoszintézis erősödésével, a kokkolitok ennek következtében történő elszaporodásával s a terrigén anyagszállítás nyári visszaesésével van összefüggésben. A kvarc- és földpátszemcséknek, a kalcit- és dolomittörmeléknek a sötét iszaplemezekben való dúsulása viszont a folyóvízi szállítás őszi-tavaszi megélénkülését tanúsítja: az ennek következtében kialakult euxin viszonyok megnövelik az üledékek szervesanyag- és pirit-tartalmát. — Az Adria és a Földközi-tenger nyílt részein a felszíni víz hőmérsékletének fajsúlycsökkenést okozó emelkedése gátolja meg a függőleges irányú víz- és oxigén-cserét, és az itt is a fenékvíz pangásához vezet. A fenékvíz és a fenékiszap O<sub>2</sub>-hiánya és mérgezettsége távol tartja az iszapfalókat, és lehetővé teszi a lemezesség fennmaradását. A partközeli és a mélyvízi lemezesség közötti fő különbség mégsem azok képződési mechanizmusában, hanem az ülepedési periódusok eltérő időtartamában van. A partközeli iszaplemezek szezonális jellegével szemben ui. a parttól távoliak kialakulását a tartósan meleg-száraz, ill. tartósan hűvös-nedves teleket eredményező, évszázados (sötét évezredes) klímaingadozások okozzák.

Laminitek a földtörténet legkülönbözőbb időszakaiban képződtek (17.11 ábra: C). Egyik hazai példájukkal a meszes és agyagos réteglemezek váltakozásából álló oligocén korú Tardi Agyag Formációban találkozunk. Ennek összetételét BÁLDI (1978) az adriai- és fekete-tengeri holocén laminitekéhez hasonlítja. — Laminiteket említ SZEPESHÁZY (1973) az „alföldi fiis” ritmusainak tetejéről, de a szarmata/pannon határképződmények s a miocén diatomitok is gyakran lemezsek.

**17.212 Ferderétegeesség (ferderétegzettség).** A német „Schrägschichtung” kifejezésnek ez a magyar tükörszava a kőzettestet (lemezsor) alkotó lemezeknek a vízszintestől eltérő, dőlt helyzetű leülepedését állapítja meg. Az angol nyelvű szakirodalom ugyanerre a jelenségre a keresztrétegeesség (cross bedding) kifejezést alkalmazza, ami a ferdelemezeknek a lemezsor határait vagy egymást metsző voltára utal. A lemezsor a genetikailag összetartozó ferdelemezek (foreset laminae) együttese. A lemezsorok (foreset beds) határai sík vagy görbült felületek; a sík határok párhuzamosak vagy ékszerűen közeledők; a görbe felületek vályúszerűek vagy hullámosak. Ezen az alapon táblás, ék alakú, vályús és hullámos ferderétegzettséget különböztetünk meg (17.12 ábra: A). A ferdelemezek

áramlásirányú metszete lehet *egyenes, domború, homorú*, vagy *domborúból konkávba átmenő*; ezenfelül pedig *párhuzamos* vagy *szögben egymáshoz hajló* („köteges”). A domború lemezek a felső, a homorú lemezek az alsó, a domborúból homorúba átmenők pedig mindkét lemezsor határába belesimulnak (17.12 ábra: B). Ferdelemezek felső részének az áramlással szembeni visszahajlását (folyóvízi üledékekben) csak ritkán észlelték (17.13 ábra). A ferdelemezek vagy egyenműek (osztályozatlanok), vagy szabályosan, ill. fordítva osztályozottak (17.5 és 17.14 ábra). Több egymással érintkező lemezsor tagjai vagy ugyanabba, vagy változó irányba dőlnek (keresztretegzettek: 17.12 ábra: A).

*Kis méretű* a ferderéteggesség, ha a lemezsorok vastagsága < 5 cm, dőlés menti hosszúsága pedig < 60 cm (17.2. tábla, 25.5. tábla: 3). *Nagy méretű* a ferderéteggesség, ha a lemezsorok vastagsága 5 cm és néhány méter között van, a lemezsorok hosszúsága pedig > 60 cm (20.23 ábra).



17.14 ábra. I. A ferde rétegletek metszészonalai egymásra merőleges vertikális szelvényekben

a) Anguláris. — b) Tangenciális. — c) Szigmoidális. — d) Domború. — e) Átlós-köteges. — f) Homorú-köteges. — g) Keresztződő. — h) Homorú tangenciális-köteges.

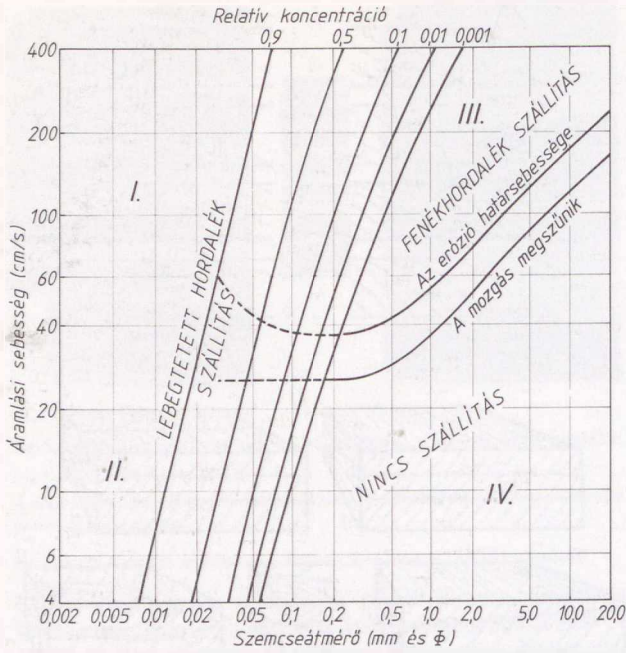
II. Néhány példa a ferdelemezek és sorozathatárok háromdimenziós kombinációjára, FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) nyomán

1. Táblás-anguláris. — 2. Táblás-homorú. — 3. Ék alakú-szigmoidális. — 4. Ék alakú-homorú. — 5. Vályús-homorú.

A ferderéteggesség genetikai típusainak felismeréséhez és osztályozásához azonban e morfológiai jegyeknek egyetlen szelvényben való tanulmányozása nem elegendő. Mivel térbeli formákról van szó, három egymásra merőleges metszetben kell azokat megfigyelni, s e metszetek egyikének áramlásirányban kell fekkülnie (17.14 ábra: II).

**17.2121 A ferderéteggesség kialakulása** a szuszpendált szemcséken kívül fenékfordalékot is mozgató, *turbulens áramlásokhoz* kapcsolódik. A ferdelemezek kialakulása elválaszthatatlan a belőlük felépülő lerakódási alakzatok létrejöttétől. Az áramló közeg s az általa szállított lebegő és fenékfordalék ui. olyan dinamikus rendszert alkot, amelybe csak meghatározott alakú, nagyságú és sűrűségű szemcsék léphetnek be. Azt tehát, hogy az üleptető közegből horizontális, ferde vagy görbe felületek mentén kiváló szemcsék milyen lerakódási alakzatokká szerveződnek, e rendszer mozgásállapota, lebegtető és vonszoló (erodáló) képessége, ill. ennek megszűnése határozza meg. Erről pedig a sebesség és a szemcsenagyság szembeállításán alapuló HJULSTRÖM—SUNDBORG-féle diagram nyújtja az első, nagyvonalú tájékoztatást (17.15

17.13 ábra. Folyóvízi ferderétegek áramlással szembeni visszahajlása  
A: Vázlat BOTVINKINA (1965) nyomán. B: Buntsandstein. — Alsó-triász. — Németország; Dél-Türingia. — Foto: GRUMM, E., 1966.

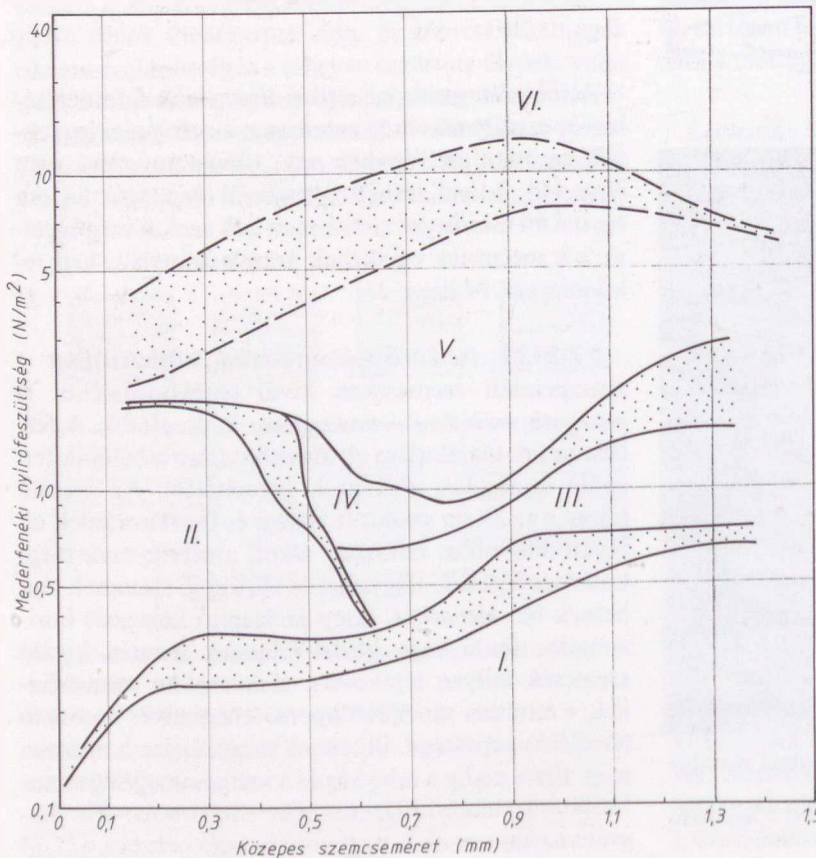


17.15 ábra. A HJULSTRÖM—SUNDBORG-féle diagram egyforma (2,65) sűrűségű, de különböző nagyságú kvarc- és földpát szemcsékre, a vízfenék fölött 1 m magasságban mért sebességek mellett, LJUNGGREN, P.—SUNDBORG, Á. (1968) nyomán, átszerkesztve  
A lebegtetett és a fenékhordalék szállításának határát megszabó relatív koncentráció az 1/2 és a teljes vízmélységben mért szemcsekoncentrációk hányadosa.

ábra). Ennek I. sz. mezeje azt jelzi, hogy a nagy áramlási sebességek minden finom szemcsét szuszpenzióba emelnek, üledék tehát nem rakódik le. A II. mezőbeli csökkent sebességeknél a szuszpenzióban szállítás mellett szuszpenzióból való kiülepedés is végbemegy. A III. sz. mezőben a meder szemcséi fenékhordalékként kezdenek mozogni, és ez részint a meder erózióját, részint lerakódási alakzatok keletkezését eredményezi. A IV. sz. mezőben a durvább szemcsék szállítása megszűnik, a mederfenék mozdulatlan marad, vagy — ha a mezőbeli állapotot a sebesség csökkenése idézi elő — a szemcsék lerakódási alakzatok képződése közben leülepednek.

A lebegtetett és vonszolt hordalék közötti határ a mederfenék fölötti 1 m-ben mért 35 cm/s körüli áramlási sebesség esetén kb. 0,2 mm-nél van. Nagyobb sebességek esetén azonban az ennél durvább szemcsék is szuszpendálódnak, kisebb sebességek esetén viszont a <0,2 mm-es szemcsék is fenékhordalékként vonszolódnak. Fokozza e határ bizonytalanságát, hogy annak helyzete a szuszpenzió relatív koncentrációjától — vagyis az 1/2 vízmélységben, ill. a fenék közvetlen közelében mérhető koncentráció hányadosától — is függ.

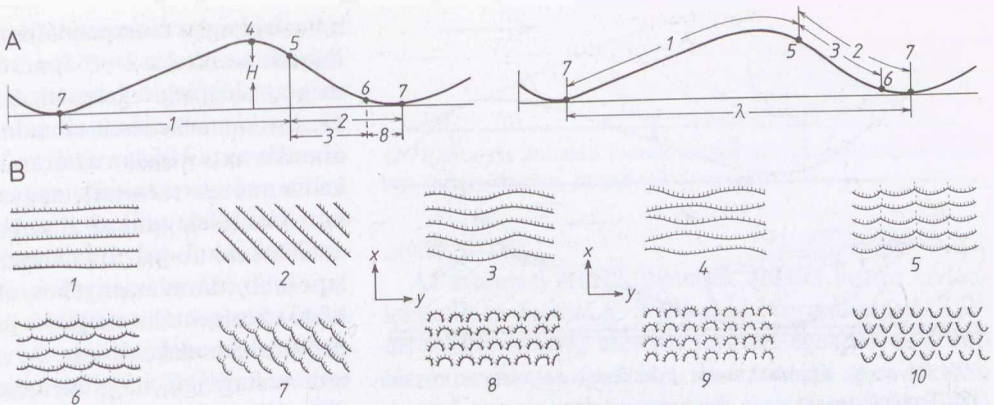
Az egységes (2,65) sűrűségű, igen jól osztályozott kvarc- és földpát szemcsék viselkedésén alapuló HJULSTRÖM—SUNDBORG-féle diagram értékei azonban természetes körülmények között nehezen használ-



17.16 ábra. Az áramlási lerakódási alakzatok stabilitásmezőinek megoszlása LEEDER (1980) szerint, különböző szerzők kísérleti adatai alapján I. Semmi üledékmozgás. — II. Áramlási fodrok. III. Alsó állapotú sík lemezesség. — IV. Homokzatonyok. — V. Víz alatti dűnék. — VI. Felső állapotú sík rétegek

Pontozva: az egyes mezők egymást átfedő területei.

17.17 ábra. A: Az áramlási fodor részeinek nevezéktana REINECK—SINGH (1980) nyomán



1. Áramlásverte oldal (luv side). — 2. Áramlásárnyékos oldal (lee side). — 3. Lejtőhomlok. — 4. Csúcpont. — 5. Homlokpont. — 6. Lejtőpont. — 7. Völgypont. — 8. Völgyfenék (bottomset). —  $\lambda = 1+2$ : A fodor hullámhossza. —  $H$ : Fodormagasság.

B: Az áramlási fodrok és dűnék gerincevonaluk szerinti osztályozása, ALLEN (1968) nyomán

1. Egyenes, harántos. — 2. Egyenes, átlós. — 3. Azonos fázisú, szinuszos, harántos. — 4. Eltérő fázisú, szinuszos, harántos. — 5. Azonos fázisú, láncszerű, harántos. — 6. Eltérő fázisú, láncszerű, harántos. — 7. Láncszerű, átlós. — 8. Nyelvszerű (lingvoid). — 9. Karéjos (cusplate). — 10. Sarlós (lunate).

hatók. Ennek fő oka a természetes anyagok összetételének és szemcsenagyságának heterogenitásában rejlik. Amellett a diagram sem az egyes szemcsék vagy a mederfenék érdességének, sem a vízmélységnek vagy az áramlás turbulenciájának a szemcsemozgás sebességére gyakorolt hatását nem veszi figyelembe.

E hibák egy részét az áramlásból kiváló szemcsék lerakódási alakzatokká szerveződését ábrázoló „fázisdiagramok” (17.16 ábra) a közepes szemcseméretnek a mederfenéki áramlási sebességgel vagy a medri nyírófeszítéssel való összevetése útján igyekeznek ki-küszöbölni.

Tapasztalati tény, hogy a lerakódási alakzatoknak a kialakulásukhoz szükséges idő eltelte utáni formája — az áramlási sebesség állandósága esetén, a formák áramlásmenti vagy azzal ellentétes irányú vándorlása ellenére — nem változik. A formát és annak belső szerkezetét felépítő szemcsék nagysága és a mozgásukat irányító áramlás nyírófeszítései között tehát dinamikus egyensúly áll fenn. Ezért a lerakódási alakzatok az ilyen diagramok különböző stabilitásmezőin helyezkednek el (17.16 ábra). Az ezeket elválasztó fázishatárok bonyolultságát s az egyes mezők átfedését a mederfenék nyírófeszítésének a közeg mélységétől s a meder érdességétől való függése idézi elő (LEEDER 1982; REINECK—SINGH 1980).

A lerakódási alakzatok nagy része abba az alsó áramlási rendszerbe (lower flow regime) tartozik, amelyen belül az áramlási ellenállás viszonylag nagy, és sem a víz hullámok, sem a vízfelszíni nagy örvények nincsenek egy fázisban a meder vagy a medri lerakódások hullámaival. Az alakzatoknak a felső áramlási rendszerbe (upper flow regime) tartozó másik csoportját az áramlással szembeni mederellenállás viszonylagos kicsinysege, valamint a felszíni és a medri hullámok közötti fáziskülönbség hiánya jellemzi.

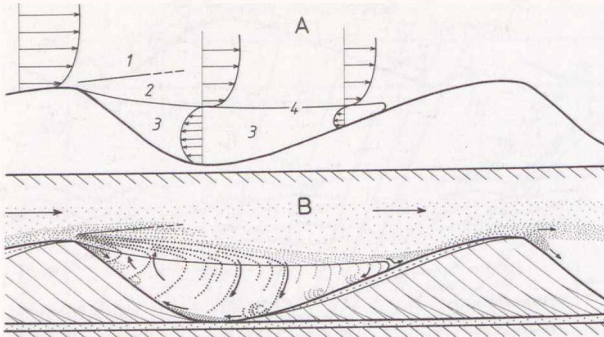
17.21211 Az egyirányú vízfolyások alsó áramlási rendszerének lerakódási alakzatai. A 17.17

ábra szerint 0,7—0,8 mm átlagos szemcseátmérő és  $\sim 0,3 \text{ Nm}^{-2}$  medri nyírófeszítés alatt nincs üledékmozgás. A durva homok felszínének elsíntásával ez az állapot kísérleti körülmények között még 1,3 mm szemcsenagyság és  $0,7 \text{ Nm}^{-2}$  nyírófeszítés mellett is fenntartható.

a) A 0,7 mm-nél durvább homok mesterségesen elsíntett felszínén a mozgásküszöb átlépése után ún. alsó rendszerbeli sík lemezesség alakul ki. Az áramlás erősödésével vastagodó lemezek fedőlapján 2—3 szemcsenagyságig mélyülő kimosási és szabálytalan, keskeny dörzsölési nyomok jelentkeznek.

b) 0,7 mm-nél kisebb szemcseátmérők esetén viszont a mozgási küszöb átlépése után — még mesterségesen elsíntett aljzaton is — aszimmetrikus áramlási fodrok (current ripples: 17.18 ábra) jelennek meg. Kissé érdes felszínen ezek képződésének küszöbértéke kisebb, mint elsíntett aljzaton. Képződésük az első és második kritikus sebesség — tehát a görgetve szállítás kezdete és a szökellve szállítás tömegessé válása — közötti intervallumba esik. E határsebességek értéke folyóvízben kb. 20, ill. 60 cm/s (0,72—2,2 km/óra); az ezeknek megfelelő FROUDE-szám ( $v/\sqrt{gl}$ ; 3,5. fejezet) pedig homok és durva kőzetliszt esetén 0,1, ill. 0,6.

A fodrok áramlásirányú metszete (17.17 ábra: A) nagyjából háromszög alakú; az áramlással szembeni (luv) oldaluk enyhébb, áramlásárnyékos (lee) oldaluk meredekebb (30—35°-os) lejtésű. A két oldal találkozását alkotó fodorgerinc általában kissé lapos. A fodormagasság 5—30 mm, a fodrok távolsága (hullámhossza) 5—40 mm; a tipikus fodorindex (hullámhossz/magasság) pedig 10—40 közötti (ALLEN 1968). A fodor mérete a meder nyírófeszítésével nő, de azt a víz mélysége is befolyásolja, mert a fodrok nem emelkedhetnek a víz felszíne fölé. A hullámhosszúság általában a szemcseméret 1000-szerese. A fodor egyenes, hullámos vagy nyelvszerű gerincevonalának helyzete szerint ALLEN (1968) tízféle — egymásba átmenő — fodoralakzatot különböztet meg (17.17 ábra: B). Ezek bonyolultsága adott mélység mellett az áramlási sebesség emelkedé-



17.18 ábra. Az áramlási fodor keletkezésének vázlata JOPLING (1967) nyomán

A: A sebességszelvények és a hidraulikus zónák megoszlása:

1. Diffúziómentes öv. — 2. Keveredési öv. — 3. Visszáramlási öv. — 4. A nulla sebesség vonala.

B: Az üledék mozgása és a ferde réteglemezek kialakulása

sével s a hosszirányú áramlási örvények működésének erősödésével együtt növekszik (17.3. és 17.4. tábla).

A kétdimenziós fodrok gerincvonala az áramlásra merőleges, egyenes; magasságuk a csapás mentén nem változik. A háromdimenziós fodrok gerincei ferdén vagy elgörbülve keresztezik az áramlás irányát, magasságuk csapásirányban jelentősen hullámzik, és gerincvonaluk szélső esetben meg is szakad.

Az áramlási fodrok csapásra merőleges metszetében egyetlen vagy kevés, áramlással laposan szembedő lemez alatt sok — 20—35°-kal áramlásirányba dőlő (foreset) lemez figyelhető meg. Ezeket a sorozathatárokhoz való viszonyuk formája *átlós* (anguláris), *belesimuló* (tangenciális) vagy *szigmoidális* alakúvá (17.12 ábra). Mivel rendszeren a lemezorok teteje hiányzik, az alsó részükön belesimuló lemezek a fodrokat tartalmazó rétegsor rendszeres vagy átbuktatott településének jelzői lehetnek. A kis és nagy méretű aszimmetrikus fodrok között sem az alak, sem a belső szerkezet tekintetében nincs különbség. A fodrok belső szerkezetének a fodorokkal való összhangja („forma-konkordancia”-ja) elsődlegesen az óriási fodrok esetében, másodlagosan pedig a kész fodrokat ért utólagos hatások (pl. az áramlást felváltó hullámzás) következtében, vagy az „emelkedő-fodros lemezesség” kialakulása kapcsán szűnik meg.

A gipszből készült kísérleti fodormodelleken észlelt súrlódási vonalak lefutása (I. kötet, 3.47 ábra) szerint a fodorgerincek az áramlási határréteg leválási, a fodorvölgyek tengelyei pedig azok kapcsolódási vonalai. A fodrok képződését (17.18 ábra) WILLIAMS és KEMP (1970) szerint az áramlási határréteg viszkózus alrétegének örvénylései indítják meg. A turbulens alréteg hosszanti örvénypárjainak kis sebességű „seprő fázis”-ában a homokszemcsék az összetartó áramvonalak mentén előre mozognak. Mivel az egymással szembeforgó szomszédos örvények érintkezésén összetorlódó víz csak fölfelé tud kitérni, annak összegződő emelő ereje végül is az alréteg fluidumának robbanásszerű fölemelkedését eredményezi (I. kötet, 3.283. fejezetrész; 3.31—3.35 ábra). Ez pedig a nagyobb szemcsék hátrahagyásával a kisebb szemcséket

a határrétegbe szuszpendálja. Ennek folytán a visszamaradt szemcsék 2—3 átmérőnyi felhalmozódásából még az előzőleg teljesen elsimított homokfelszínen is kicsiny kiemelkedések támadnak. Az egyenetlenségek áramlásverte oldalán az áramlásból kihulló vagy szökellelve mozgó szemcsék nagyobb mennyiségben halmozódnak fel, mint az áramlásárnyékos lejtőn. Ezért a kialakuló fodor áramlásverte oldala hosszabb és laposabb, áramlásárnyékos oldala pedig az itt működő, horizontális tengelyű örvények hatására rövidebb és meredekebb lesz. A vízfeneket fedő, néhány mm vastagságú, nagy szemcsekoncentrációjú, nehéz folyadék réteg szilárd szemcséi gördülve, csúszva, ugrolva és lebegve haladnak előre (17.18 ábra: A, B). Benne — nagyobb támadási felületük következtében — a durvább szemcsék is könnyen továbbsodródhatnak. A kisebb részecskék viszont a szemcséközi pórusokba kerülve, helyben maradnak. Ez az oka annak, hogy a fodrok lapos oldalának lemezeiben a finomabb szemcsék részaránya viszonylag nagy. A nehéz folyadék réteg fölött a durva részleg koncentrációja természetesen gyorsan csökken, a lebegő szemcséké azonban alig változik.

A fodor lapos oldalán fölfelé haladó nehéz vízréteg a határréteg-leválás következtében a fodor csúcán kettéoszlik. A csúcsponton túljutó és alátámasztásukat elvesztő durvább szemcsék ui. a fodor áramlásárnyékos lejtőjén és az alatt igyekeznek megállapodni, a finomabb szemcséket viszont az ár továbbsodorja. A részecskék útját méretük, valamint a csúcs elhagyásakor a fenékhordalékban elfoglalt helyzetük szabja meg. A fodorcsúcs elhagyása után alig csökkenő sebességgel továbblebegő részecskék az ún. *diffúziómentes övben* fognak továbbhaladni. Az ez alatti keveredési övet erős turbulencia és a főárammal szemben forgó, zárt örvényhengerek kialakulása jellemzi. A fodorcsúcs alatti kicsiny örvényeket a csúcstól távolodva nagyobbak és erősebbek váltják fel. A következő fodor lapos oldalának 2/3-ánál azonban ezek már véletlen turbulenciákká szelídülnek. A főáramlás sebességének 1/4—1/5-ével visszafelé forgó örvények a fodorvölgy alján *visszafolyási övet* alakítanak ki.

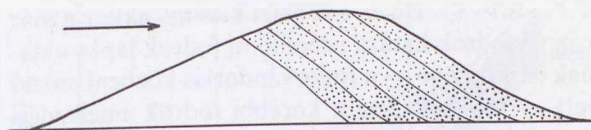
A fodor csúcát elérő üledék zöme átmenetileg a csúcs alatti lejtő felső részén állapodik meg, a szuszpenzióból kiváló szemcsék a fodorgerincen jutnak időlegesen nyugalomra. Felhalmozódási szögük túllépése után azonban lavinaszerűen zúdulnak le a fodor meredek lejtőjére. Mivel eközben a nagyobb szemcsék a kisebb nyírás, a kisebbek pedig a maximális nyírás helyei felé mozognak el, a szemcsék — a fodorlejtőre merőlegesen — fordítva osztályozódnak: a finomabb szemcsék a kialakuló lemez belső, a durvábbak a külső oldalára kerülnek (17.19 ábra). A nehézségi erő hatására azonban a durva szemcsék lemezen belüli gyakorisága a fodor talpa felé mégis nagyobb lesz.

Ebben azonban a finomabb részecskéknek a visszafelé forgó örvények hatására bekövetkező szuszpendálódása is szerepet játszik. A merdek oldal gyarapodása következtében az áramlás kapcsolódási pontja, ill. vonala a következő fodor hátára tolódik, és azt erodálja. A fodor mérete az áramlási sebesség és a szemcsenagyság közötti egyensúly beállta után már nem változik, a forma azonban viszonylag durva szemcsézetű talapzatán áramlásirányban továbbvándorol. Vándorlási sebessége természetesen az áramlási energia nagyságától függ. Mozgását az teszi lehetővé, hogy völgyei és gerincei az áramló közeg hullámaival éppen ellenkező fázisban vannak, s az áramvonalaknak a fodorgerinc fölötti sűrűsödését a fodorvölgyek fölött azok ritkulása követi.

0,7 mm-nél durvább homokon LEEDER (1982) szerint nem képződnek fodorok, mert a szemcsemozgás megindulásához szükséges sima aljzat e szemcséátmérő fölött túlságosan érdessé válik. Ez pedig a kezdeti sávok egyenetlenségek kifejlődését és a másodlagos áramlás örvényeinek kifejlődését megakadályozza.

Az áramlási fodorok teteje az áramlási sebesség hirtelen megemelkedésekor lenyesődik. A sebesség méréséklődésével kialakuló új sorozat erre a lenyesett felszínre rakódik rá. A lemezsoroknak a horizontális rétegek fedő- és fekvőlapjaival analóg határai tehát túlnyomórészt eróziós felületek. A lenyesődés mértéke egyenesen arányos a fodorok vándorlási sebességével.

A ferdelemezek szemcsézetének ritmusos osztályozódását (17.5 ábra) az áramlás erősségének ingadozása okozza. Nagyobb sebességnél ui. a fodor laposabb lejtőjén a finomabb törmelék szuszpendálódik; ennek következtében a merdek oldalon képződő réteglemez szemcsézete durvább lesz. Sebességsökkenéskor viszont finomabb szemcsékből alakul ki az új ferdelemez(rész).

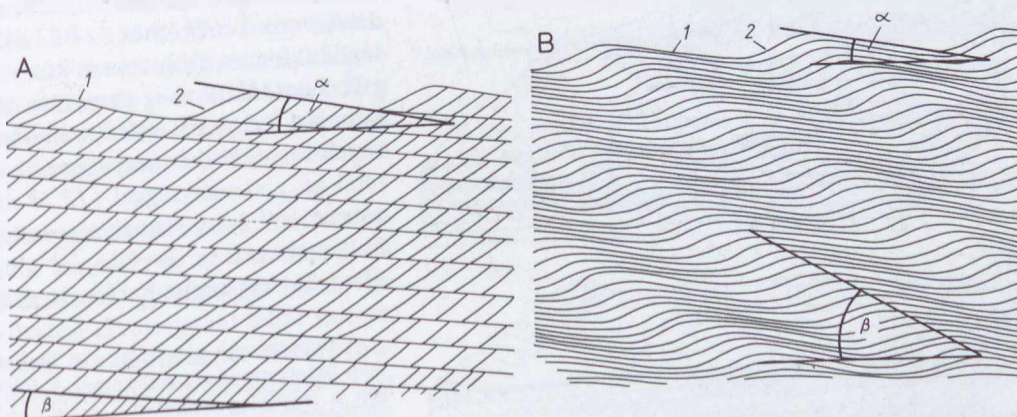


17.19 ábra. Az áramlási fodorok áramlásárnyékos oldalának fordított osztályozódása, BRUSH (1965) nyomán

Az áramlási fodorok merdek oldalát borító lavinalemezkek *kis méretű ferderétegekké* formálódnak. *Táblás ferderétegeesség* esetén a ferde rétegeknek az áramlásra merőleges ( $yz$ ) és a horizontális ( $xz$ ) síkokat metsző vonalai párhuzamosak egymással, *vályús ferderétegeesség* esetén pedig íveltek. A táblás ferderétegek az egyenes, a vályúsak pedig a hullámos gerincű, nyelv és sarló alakú fodorok vándorlása folytán képződnek (17.14 ábra: II).

A fodorok alakját és szerkezetét az üledék kohéziós vagy kohéziótlan természete is befolyásolja. A kohéziótlan üledéket a fölötte haladó áramlás lerakja és *áthalmazza*, a kohéziós üledéket pedig lerakja és *deformálja*. A fenéküledék változása szerint ugyanaz az áramlás egyik kategóriából a másikba mehet át.

Az áramlási fodorok keletkezése csak addig megy végbe a fent leírt módon, míg nem zavarja meg azt a szuszpendált anyag egyidejű lerakódása. Mihelyt azonban a fodorkepződést szuszpenzióból származó lerakódás kíséri, a fodorgerincek nemcsak horizontálisan tolódnak előre, hanem vertikálisan is magasodni fognak; eredő eltolódásuk tehát ferde lesz. Az így létrejövő *emelkedő-fodor sorozatok* (climbing-ripple cross sets) szerkezetét a réteglemezeknek a sorozathatárokkal ellentétes dőlése jellemzi, vastagságát pedig a gerincmagasság növekedése (vagyis a lebegő hordalékból eredő üledéktöbblet, a lerakódásnak az üledékáthalmazással szembeni fölénye) határozza meg

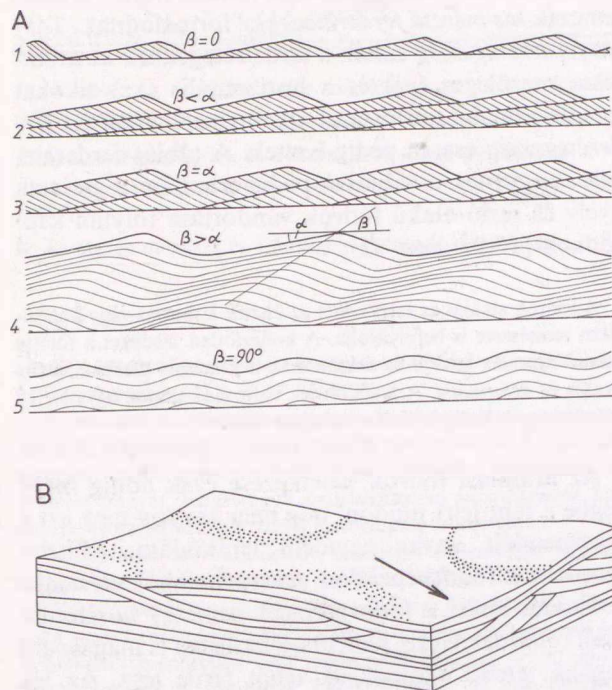


17.20 ábra. Emelkedő gerincű áramlási fodorok SORBY (1908) szerint

A: A fodorgerinc magasodása lassúbb, mint a forma áramlásirányú eltolódása, ezért a fodor áramlással szembeni oldala (1) enyhén erodálódik ( $\beta < \alpha$ ). — 2 — áramlásárnyékos oldal

B: A fodorgerinc  $\beta$  szöggel kifejezhető magasodása nagyobb az áramlásverte oldal (1)  $\alpha$  hajlásszögénél. Bár a gerinc mindkét oldalán üledék rakódik le, a lerakódás különbsége a gerinc áramlásirányú eltolódását eredményezi

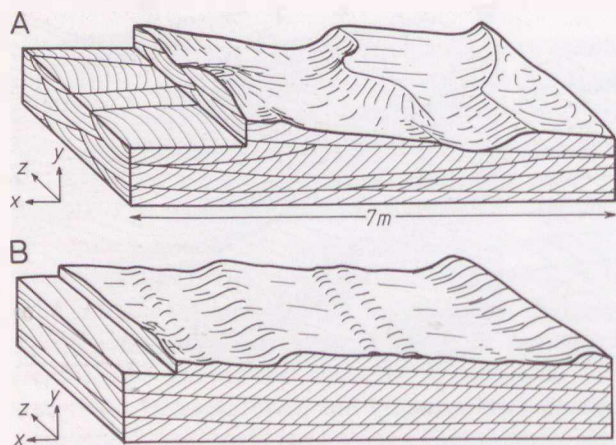
(17.5. tábla: 1). Ha ez a többlet kicsiny, akkor a már meglévő fodrok hátára települő új fodrok lapos oldalának hajlásszöge — a fodorvándorlás közbeni erózió miatt — nagyobb lesz a korábbi fodrok emelkedési szögénél (17.20 ábra: A). Ha a lerakódási többlet növekszik — ami lassuló áramlások (pl. csendesülő árvizek, zagyarak, szélfúvás) esetén gyakori —, akkor az áramlásverte lapos oldalon is réteglemezek képződ-



17.21 ábra. A: A homokfodrok szerkezetének az emelkedési szögtől való függése BOTVINKINA (1965) és ALLEN (1982) nyomán, módosítva

B: A dimbes-dombos keresztstrétegzés modellje WALKER (1979) és COLLINSON—THOMPSON (1982) nyomán

Magyarázat a szövegben.



17.22 ábra. Víz alatti dűne (A), ill. homokzátony (B) képe és rétegzettsége HARMS (1975) nyomán

nek, de ezek hajlásszöge kisebb lesz a gerincemelkedés hajlásszögénél (17.20 ábra: B).

A homokfodrok alakjának és belső szerkezetének a  $\beta$  emelkedési szög (tehát a viszonylagos lerakódási sebesség) növekedésétől való függését a 17.21 ábra: A áramlásirányú szelvényei szemléltetik: (1) Ha  $\beta=0$ , akkor közönséges, formatartó fodrok képződnek. — (2) Ha  $\beta < \alpha$  (17.20 ábra: A), akkor a fodrok kezdeti  $\alpha$  emelkedési szögét a fodor lenyesődése csökkenti, az egymás fölötti sorozathatárok tehát nem lesznek párhuzamosak. — (3)  $\beta = \alpha$  esetén a fodrok emelkedése nem változik, az egymásra települő fodrok sorozathatárai párhuzamosak egymással. — (4) Ha  $\beta > \alpha$ , az egymásra települő fodrok áramlásirányban eltolódó tengelyekkel fedik egymást. — (5)  $\beta = 90^\circ$  esetén a lerakódás sebessége ellensúlyozza a fodor növekedését, és párhuzamos — de görbe — lemezhatárok alakulnak ki. — E változatok különféle társulásai felől ALLEN (1982: I., 345—383) tájékoztat.

Az 5. lehetőségnek inkább csak fosszilis selfek homokkő/aleurolit rétegsoraiból ismert változata a *dimbes-dombos keresztstrétegzés* (hummocky cross bedding). Ennek hullámos sorozatai lapos szögben görbült eróziós felületek mentén metszik egymást (17.21 ábra: B). A „dombok”-at fölfelé hajló (konvex) lemezek alkotják. A sorozatok magassága 10—20 cm, horizontális kiterjedése néhány m nagyságrendű. Ezeket a rossz feltártság esetén a vályús keresztstrétegzéssel (17.14 ábra: II. 5) összetéveszthető alakzatokat fölfelé domborodó lemezeik teszik felismerhetővé. Keletkezésüket a rendes hullámzás talpszintje alá hatoló viharhullámok működésével magyarázzák (COLLINSON—THOMPSON 1982).

c) Az áramlási sebesség növekedésével az áramlási fodrokéhoz hasonló alakú, de jóval nagyobb és azoktól dinamikailag különböző *dűnék* jönnek létre. A különbséget a magasság és hullámhossz diagramján (I. kötet, 6.18 ábra) a két lerakódási alakzat mezeje közötti hézag mutatja.

*Dűnék sem kőzetlisztből, sem annál finomabb üledékből nem keletkeznek* (17.22 ábra). Hullámhosszúságuk 0,6 m és több száz m között változik; magasságuk 5 cm-től 10 m-ig vagy még tovább terjedhet. Az áramlási fodroktól eltérően hullámhosszuk és magasságuk folyókban és árapálycsatornáknak elég jól korrelál az  $y$  vízmélységgel (17.23 ábra). ALLEN (1968) szerint 100 m-es vízmélység esetén a víz alatti dűne hullámhosszát a  $\lambda = 1,16y^{1,55}$ , magasságát pedig a  $H = 0,86y^{1,19}$  képlet határozza meg.

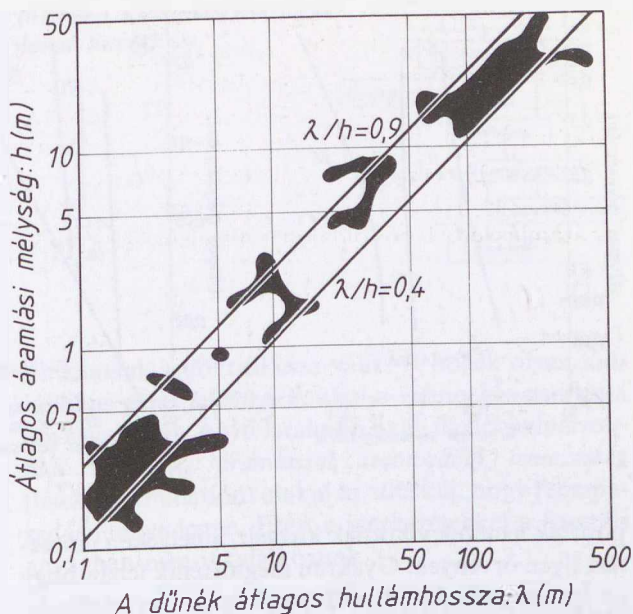
A dűnegerincek alaprajza — a barkanoid dűnéké kivételével — a fodorgerincekére emlékeztet. A fölöttük kialakuló áramlási kép is lényegileg megegyezik a fodrokéval. A dűnék stabilitási mezejének alsó részéhez tartozó alakzatok áramlással szemközi (lapos) lejtőjén gyakran fodrok, a nagy dűnék hátán viszont kis dűnék rátelepülése figyelhető meg. A nagy méretű dűnét egyes kutatók homokhullámnak (sand wave) nevezik, és a dűne állapot fölötti alakzatnak tartják.

Az áramlási fodrok kialakulását csak a viszkozus alréteg áramlási viszonyai, a dűnékét ellenben az egész turbulens határretegben működő folyamatok irányítják (YALIN 1977; JACKSON 1976). Ezt leginkább a dűne hullámhosszának az átlagos áramlási mélységgel való korrelációja igazolja (17.23 ábra). Valószínű u.i., hogy a dűnetávolságok ismétlődése azoknak a nagy méretű turbulens „robbanások”-nak a hatótávolságától függ, amelyek áramlásirányban a teljes áramlási mélységet átszelik.

A dűnék vándorlása sík vagy vályús típusú, nagy méretű ferderétegeiséget eredményez. A ferdelemezeknek a lemezsorokba való belesimulását az áramlással szembeni oldal örvényeinek gyöngesége és a szuszpendált szemcsék ezen oldal fölötti nagy esési sebessége magyarázza. Visszááramlási fodrok (counter-flow ripples) akkor jelennek meg a dűne hullámvölgyeinek talpán (17.24 ábra), ha az azok fölötti örvény a szemcséket az alsó sorozathatárba belesimuló ferde rétegek alsó része fölé visszasepri. A szabályos lemezsorokat lenyeső felületeket a dűne lapos oldalának és gerincének az áramlási állapot csökkenésekor bekövetkező eróziója hozza létre. Ezek az újraeledési (reaktivációs) felületek az áramlási állapot emelkedésekor újra beköszöntő dűnevándorlás eredményeként maradnak fenn. A lefelé hajló reaktivációs felületeken pedig gyakran lefelé dőlő ferde rétegekből álló fodrok, ill. sorozatok jelennek meg (plunging ripple bedding; downward dipping cross stratification). Ezek határai és ferdelemezei — az emelkedő-fodros ferde rétegektől eltérően — egy irányba dőlnek. Ezt a lejtő fölötti áramlás lelassulása teszi lehetővé, minélfogva azok határretegéből csak kisebb örvények szakadnak ki; főárammal szembe forgó, egységes örvény azonban — a lejtőnek a rajta lerakódó fodrok miatt megnövekedett érdessége következtében — nem jöhet létre (17.25 ábra).

d) Az alsó áramlási rendszer sík lemezei fölött az áramlás erősödésével számos esetben nagyon változatos hullámhosszúságú, 30–120 közötti fodorindexű, homokzátanyoknak (bar) nevezett, dűneszerű alakzatok fejlődnek ki. Egyes szerzők ezekre alkalmazzák a homokhullám (sand wave) elnevezést; ez azonban csak növeli a lerakódási alakzatok körüli nevezéktani zavart.

A homokzátanyok egyenes gerincűek; ferde rétegek nagy méretű, sík lemezek; ez az áramlásirányú oldalukon működő örvénylés gyöngeségét bizonyítja (17.22 ábra: B). Követési távolságukat tehát nem ez az örvénylés határozza. Hullámhosszuk és magasságuk nincs szoros korrelációban a víz mélységével. Természetes körülmények között rájuk dűnék telepedhetnek. Ezek alapján a dűnétől különböző, önálló alakzatoknak tekinthetők. LEEDER (1982) szerint azok a középszemű homokban kialakult, de nagy fodorindexű alakzatok is ebbe a csoportba tartoznak, amelye-

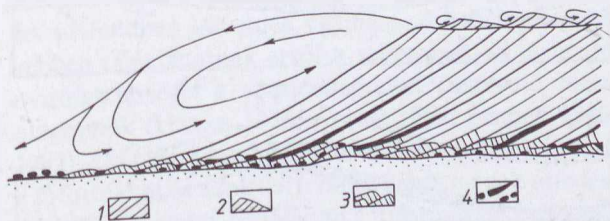


17.23 ábra. A víz alatti dűnek hullámhosszúságának ( $\lambda$ ) a vízmélységgel ( $h$ ) való korrelációja folyókban és árapálycsatornáknban, JACKSON (1976) nyomán

ket PRATT (1973) „átmeneti lapos dűnék”-nek nevezett el.

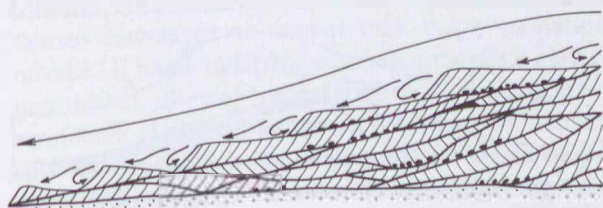
\*\*\*

Az áramlási alakzatok áramlásirányos hullámvölgyeiben az áramlással szemben forgó örvények jelentősen megnövelik a medernek a szemcsék okozta érdességéből fakadó nyíróellenállását. Csak az alsó álla-

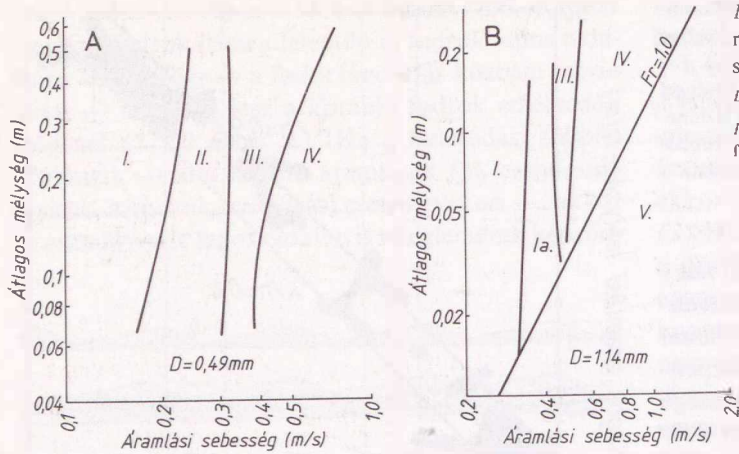


17.24 ábra. Visszááramlási fodrok a víz alatti dűne hullámvölgyében ALLEN (1982) nyomán, módosítva

1. Nagy méretű ferderétegek. — 2. Kis méretű ferderétegek. — 3. Keresztlemezesség. — 4. Agyagsíkok és agyagkavicsok.



17.25 ábra. Lefelé dőlő áramlási fodrok ALLEN (1982) nyomán, módosítva  
Jelkucs a 17.24 ábránál.



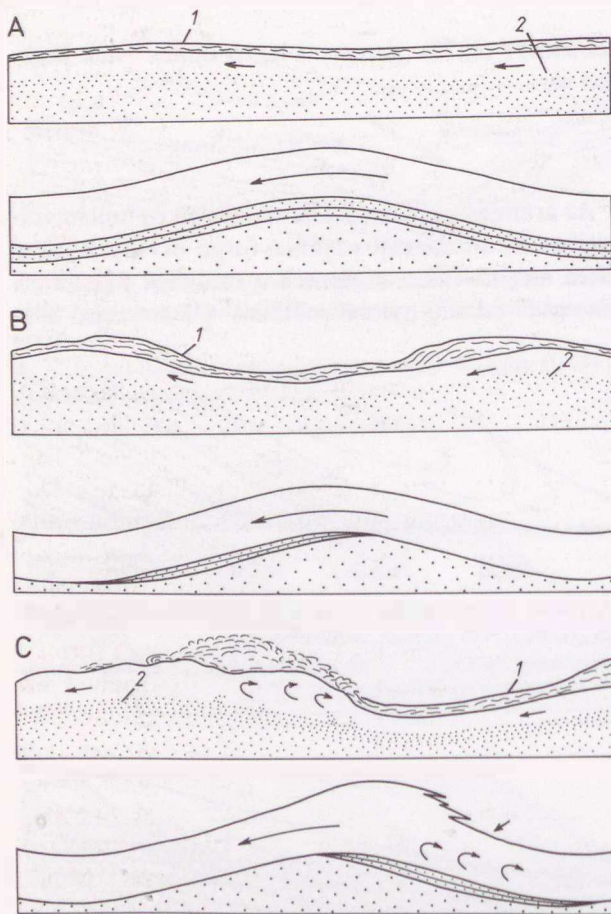
17.26 ábra. Az áramlási lerakódási alakzatok elkülönítésére szolgáló sebesség/mélység diagramok két különböző szemcseméretnél COSTELLO (1974) szerint

$D$  = szemcseméret. —  $Fr$  = Froude-szám.

I. Nincs üledékmozgás. — Ia = Alsó állapotú sík rétegek. — II. Áramlási fodrok. — III. Zátonyok. — IV. Dűnék. — V. Antidűnék.

potú sík lemezek alkotnak kivételt, amelyeken nincsenek ilyen örvények. Gyakran megtörténik tehát, hogy az így megnövekedett érdességű meder nyíróellenállása lassúbb áramlás mellett ugyanakkora lesz, mint a sima meder fölötti gyors áramlás esetében. Ennek

következtében az áramlási alakzatok stabilitásmezői szükségképpen részben átfedik egymást. Az alakzatok szétválasztása SOUTHARD (1971) és COSTELLO (1974) szerint csak a minden egyes jellemző szemcsenagyságra külön megszerkesztett sebesség/mélység diagramok segítségével oldható meg (17.26 ábra).



17.27 ábra. Antidűnék. — COLLINSON—THOMPSON (1982) és KENNEDY (1961) nyomán

Állóhullámok (A), antidűnék (B) és megtörtő antidűnék (C) laboratóriumi kísérletben, lerakódásaikkal együtt. A szelvények hossza kb. 1 m.

1. Vízfelszín. — 2. Vízfenék és üledékfelszín.

**17.21212 Az egyirányú vízfolyások felső áramlásrendszerének lerakódási alakzatai** háromfélék. Az áramlás szuperkritikussá válásakor előbb felső rendszerbeli sík medrek és lemezek, az áramlás erősségének fokozódásakor pedig antidűne-lerakódások, végül surrantó és böge szerkezetek jönnek létre (I. kötet, 3.60 ábra).

a) A felső rendszerbeli sík medrek felszínét a viszkózus alréteg szerkezetének (I. kötet, 3.32 ábra) megfelelő elsődleges áramlási lineáció gerinceinek és vápáinak rendszere borítja. A lerakódás ingadozása következtében pedig rajtuk 5—20 szemcséátmérőnyi vastagságú sík lemezek rakódnak le (I. kötet, 3.60 ábra: e).

Sík lemezesség elsősorban a hullámverési övben és sodró vízfolyásokban alakul ki. Erős hullámzásnak kitett lapos partokon a szokásosnál nagyobb mértékben szuszpendálódó közép- és finomszemű homok és durva aleurit mm vastagságú, fordítva gradált, sötétebb és világosabb lemezeinek változása képviseli. E lemezek igen kis szöveget zárnak be a réteglappal. Az alsó, finomabb szemű, nehézasványokban gazdag és emiatt sötét lemez fölfelé a kisebb fajsúly miatt durvább szemű, világos kvarchomokba megy át. — Sodró vízfolyások sík lemezességű homokjában azonban a nehézasvány-dúsulás ritka, ezért fordított gradáció sincs. — Sík lemezesség szelfújta homokban is kialakulhat. Sőt ALLEN (1982) szerint a maar típusú vulkáni kítőrések törmelékáiraiban lerakódó por és lapilli mm-cm vastagságú sík vagy csak kissé hullámos lemezei és rétegei is ide sorolhatók.

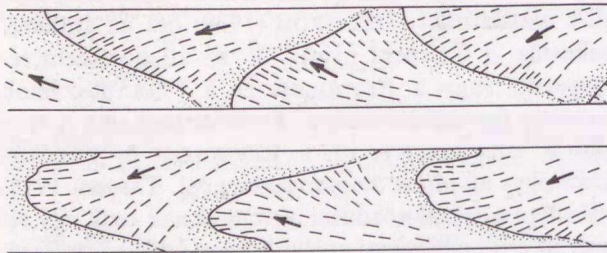
b) Az antidűne-lerakódások olyan, többé-kevésbé szimmetrikus, fodroszerű alakzatok, amelyek a 0,844—1,77 közötti FROUDE-számú, szabad tükrű vízfolyások medreiben keletkeznek. Csoportosan megjelenő, hosz-



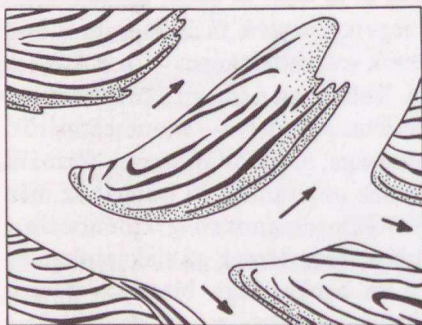
neve	Az alakzat			Az áramlás módja
	magassága *	dimenziója	épülése	
Áramlási lineáció	1-5 D	2	Long.	
Kis méretű aszimmetrikus áramlási fodrok	≈ 200 D	2	Tr.	
		3	Tr.+long.	
Nagy méretű aszimmetrikus áramlási fodrok, dűnék	≈ 200 D- ≈ 100 000 D	2	Tr.	
		3	Tr.+long.	
Rézsütös zátonyok	~ 5 000 D	3	Long.+tr.	
Nyelv alakú zátonyok	~ 5 000 D	3	Tr.+long.	
Homokszalagok	≈ 10 D- ≈ 500 D	2	Long.	
Antidűnék	≈ 1000 D	2-3	Tr.	
Fonatos zátonyok	100 D- 100 000 D	3	Long.	
Árapályáramlási zátonyok	10 000 D- 500 000 D	2	Long.	
Övzátonyok	≈ 1000 000 D	3	Long.	

17.29 ábra. Az áramlási lerakódási alakzatok jellemzői, ALLEN (1968) nyomán, módosítva

\* Szemcseátmérőben mért magasság — Long. = longitudinális. — Tr = transzverzális. — x = folyásirány. — y = a folyásirányra merőleges függőleges irány. — z = a folyásirányra merőleges horizontális irány.



17.30 ábra. Rézsütös zátonyok mederbeli elhelyezkedése felülnézetben, ALLEN (1968) nyomán



17.31 ábra. Fontos zátonyok felülnézete, ALLEN (1968) nyomán

romdimenziósak). Folyásirányú megnyúlása esetén az alakzatot longitudinálisnak (*L*), folyásirányt keresztező megnyúlása esetén transzverzálisnak (*T*) nevez-

zük. A felső és alsó áramlási rendszer sík rétegeinek mellőzésével fennmaradó 11 áramlási alakzat (17.29 ábra) ALLEN (1968) nyomán a következőképpen jellemezhető.

(1) Az elsődleges elválási lineáció a sima vagy csak kissé egyenetlen mederfenéken vagy bármely más lerakódási alakzat sima felületén mutatkozó, finom, longitudinális, kétdimenziós sávzottság. Jellemzését és kialakulását l. a 17.23216. fejezet részben.

(2) A kis méretű aszimmetrikus áramlási fodrok (17.21211. fejezet rész) két- vagy háromdimenziós, transzverzális (vagy longitudinális és transzverzális) elemeket tartalmazó, 4 cm-nél nem magasabb formák.

(3) A nagy méretű aszimmetrikus áramlási fodrok és dűnék (17.21211. fejezet rész) a kisebbektől külsőleg csak méreteikben különböző, de azoknál jóval laposabb, folyóvizekben néhány m magasságú, két- vagy háromdimenziós, transzverzális vagy transzverzális/longitudinális alakzatok (17.22 ábra).

(4) A rézsütös zátonyok (I. kötet, 5.31 és 17.30 ábra) a nagy esésű folyók egyenes szakaszainak nagyjából háromszögletű, a meder tengelyéhez képest átlós homlokú medri lerakódásai. Többnyire a meder két oldalán, egyik oldalukkal a partnak támaszkodva és egymással váltakozva jelennek meg. Másikor egyik parttól a másikig érnek. Áramlásárnyékos oldaluk, amelyet durva kavics, sőt gőrgeteg szegélyez, meredekebb az áramlással szemközi oldalnál.

(5) A nyelv alakú zátonyok (I. kötet, 5.29—5.30 ábra; 5.711. fejezet rész) alaprajzban karéjos vagy ék alakú, fodrozott gerincvonalú, áramlásirányban kihegyesedő, háromdimenziós, transzverzális lerakódási alakzatok. Homlokuk meredek, rendszerint durvább anyagú. Alakjuk a kis méretű áramlási fodrok nyelvszerű formáira emlékeztet, hosszúságuk azonban 100 m-t is elérhet. A nagyobb esésű, de kissé kanyargós folyókban gyakoriak.

(6) A homokszalagok (I. kötet, 10.64 ábra; 10.531. fejezet rész) a zártabb selftengerek kavicsos fenekének viszonylag kis sebességű

17.2. táblázat. Példák az áramlási lerakódási alakzatok társulására

A) Folyóvizekben	B) Mélyebb	C) Sekélyebb
	árapálycsatornában	
1. Oldal- és övzátonyok 2. Vonalas zátonyok 3a. Nagy méretű fodrok; 3b. Antidűnék 4. Kis méretű fodrok 5. Elválási lineációk	1. Övzátonyok 2. Nagy méretű fodrok 3. Kis méretű fodrok 4. Elválási lineációk	1. Árapály-gerincek 2. Nagy méretű fodrok 3. Kis méretű fodrok

árapályáramlások által mozgatott, kevés homokjából létrejött, kisebb méretű, kétdimenziós, longitudinális alakzatok.

(7) Az *antidűnék* (I. kötet, 3.5 és 17.21212. fejezetrészt) a nagy sebességű vízfolyások két- vagy háromdimenziós, néhány dm hullámhosszúságú, transzverzális alakzatai.

(8) A *fonatos zátonyok* (I. kötet, 5.9 és 17.31 ábra) az alsó szakasz jellegű vízfolyásokat ágakra bontó zátonyok (szigetek). Sorozatuk voltaképpen a folyót teszi „fonatos”-sá. Romboidos alaprajzuknak a hosszabbik tengelye esik áramlásirányba. Felhalmozódásuk a viszonylag durvább anyag lerakódásaival kezdődik, és mind áramlás alatti, mind az áramlással szemközi oldaluk durvább szemcséjű. Gyakran oldalirányban növekednek. Egymás közötti harántirányú távolságuk a folyó vízhozamával és hordalékának mennyiségével arányos.

(9) Az *árapályáramlási gátak* (zátonyok) (I. kötet, 9.42 ábra) a selftengerek szegélye mentén az árapályáramlások által a nagyobb folyók homokhordalékából kialakított, nagy méretű, kétdimenziós, longitudinális alakzatok.

(10a) Az *övzátonyok* (I. kötet, 5.5 és 5.33 ábra; 5.6. és 5.72. fejezet) a meanderező síksági folyók folyásirányba nézve homorú oldalán kifejlődő folyózugokban számos vonalas zátonyból és az ezeket elválásztó mélyedésekből szakaszosan fölépülő, háromdimenziós, longitudinális lerakódási alakzatai.

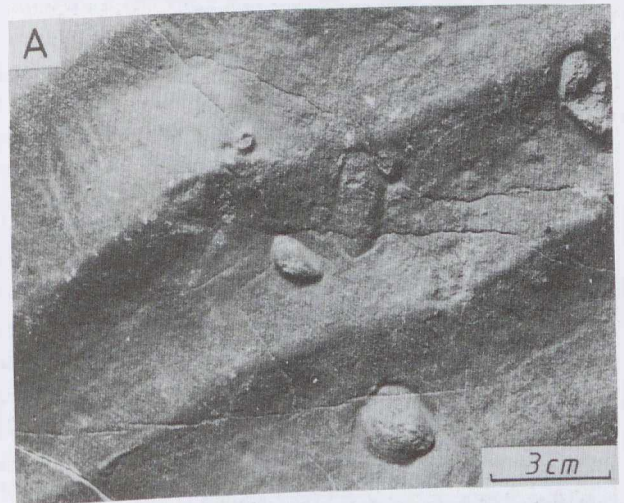
(10b) Az *oldalzátonyok* a kisebb esésű, de viszonylag egyenes vízfolyások partjaihoz váltakozva kapcsolódó, háromszöges alaprajzú, háromdimenziós, longitudinális lerakódási alakzatok (I. kötet, 5.18 ábra: A), amelyek a folyó fenékáramlását teszik kanyarogóssá. A harántzátonyoktól eltérően nincs durvább anyagú homokszegélyük. Képződésüknek az övzátonyokéhoz való hasonlósága folytán gyakran az oldalzátonyok is vonalas zátonyokból épülnek föl.

A felsorolt lerakódási alakzatok jelenkori társulásai bizonyos mértékig a kialakulási környezetre, tehát a fáciesre jellemzőek. A lassú vízfolyások lerakódási alakzatai pl. a 17.2 táblázat A) részén feltüntetett módon települhetnek egymásra.

Eszerint az oldal- és övzátonyokat vonalas zátonyok alkotják, s az utóbbiak nagy méretű áramlási fodrokkal társulnak. Ezek felszínét viszont kis méretű áramlási fodrok, ritkábban elsődleges elválási lineációk boríthatják. Megfigyeltek azonban övzátonyra telelő elválási lineációkat is. Mivel az új antidűnét s az utóbbit fedő elválási lineációt is. Mivel az alakzatok váltakozását a vízfolyás és az üledékszállítás fluktuációi okozzák, az alakzatok tér- és időbeli együttese a folyóvizek medri és ártéri fáciesében nem egyforma. A mederfáciesben ui. valamennyi felsorolt alakzat előfordul; az ártéri fácies áramlóvízi üledékeiben viszont csak kis méretű áramlási fodrok találhatók.

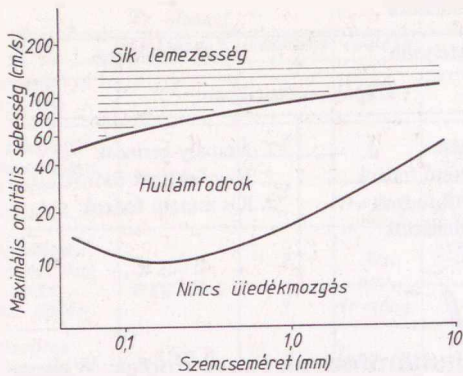
Az árapálycsatornák társulásait a 17.2. táblázat B) és C) része tünteti fel.

**17.21214 A hullámfodrok** (wave ripples; Wellenrippeln) homokos és aleuritos vízfenéken a felszíni hullámzás hatására létrejött, többé-kevésbé szimmetrikus, hullámszerű alakzatok (17.32 ábra). Gerincük többnyire egyenes, de — az áramlási fodroknál sohasem tapasztalt módon — gyakran ketté is ágazik (bi-

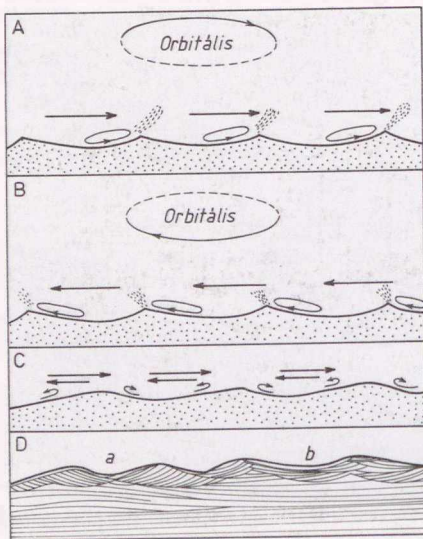


17.32 ábra. A: Oszillációs fodrok, a fodorvölgyekben kagylómaradványokkal. — B: Egymást keresztező oszillációs fodrok

Balaton-felvidék: Zánka, Gulyás-erdő. — Hidegkúti Formáció, Zánka: Homokkő Tagozat. — Alsó-triász: induzi emelet. — Gy.: HERMANN VIKTOR és KOLOSZÁR LÁSZLÓ, 1989. — Foto: PELLÉRDY L.-né.



17.33 ábra. A hullámfodrok stabilitásmezejének a vízrészecskék legnagyobb fenékközeli orbitális sebességétől és az üledék szemcseméretétől való függése, ALLEN (1970) nyomán, némileg módosítva



17.34 ábra. A—B: Éles gerincű hullámfodor kialakulása INMAN—BOWEN (1963) nyomán (módosítva), ha csak hullámmozgás van

C: Áramlás és hullámozás egyidejű hatására létrejött hullámfodor keletkezése BOTVINKINA (1965) szerint

D: Nagy mederfenéki nyírófeszültség következtében létrejött horizontális homoklemezek feletti, hullámozás formálta áramlási fodrok (a), ill. oszcillációs fodrok (b) belső szerkezete RAAF et al. (1977) szerint

furkál). INMAN (1957) szerint akkor keletkeznek, ha a fenék feletti vízrészecskék legnagyobb orbitális sebessége — a szemcsenagyságtól is függően — a 9–90 cm/s-os sávba esik (17.33 ábra). Keletkezésüket az idézi elő, hogy a felszíni víz hullámok orbitális lefelé egyre laposabb ellipszisekké válnak, és — kellő mély-

ségű vízfénéken — a víz kétdimenziós ide-oda lengéseivé egyszerűsödnek (I. kötet, 9.13 ábra: 3; 9.21 —22 ábra). Mivel az ezen oszcillációval járó nyírófeszültségek még a kezdetben sima vízfénék szemcséit is gördülő mozgásba hozzák, itt rövid időn belül viszonylag hosszú, szimmetrikus (oszcillációs) hullámfodrok alakulnak ki (17.34 ábra: A). Durvább homokon és a hosszabb felszíni hullámokban bővelkedő mélyebb vizekben nagyobb, finomabb homokon és sekély vízben kisebb hullámfodrok keletkeznek. Méreteik a felszíni víz hullámok méreteitől függenek; ezért hullámhosszúságuk 0,01—> 2 m, magasságuk 0,003—0,25 m, vertikális fodorindexük pedig 2—18 (de többnyire 3—8) között változik, ám sohasem azonos az áramlási fodrokéval. A fodorindex (hullámhossz/magasság) nagysága a homok finomságával együtt növekszik. Elegendő homokmennyiség esetén a legdurvább és legkisebb sűrűségű szemcsék a gerinceken, a legfinomabbak és legnehezebbek (növény- és váztörmelekek, csillámpikkelyek) a völgyekben találhatók.

Hullámfodrok folyók medreiben és árterein, sekély tófenékeken, árapálysíkságokon, selfeken, a nyílt vizekben a –200 m körüli hullámbázisig, sőt a mélytengereken — főleg a tenger alatti hegyek (sea mounts), guyotok és gerincek oldalain és tetején — is gyakoriak. A 3300 m körüli mélységek biogén üledékeinek hullámfodrait valószínűleg belső hullámok (I. kötet, 9.1123, fejezetrész) hozzák létre, az óceánfenék egyenetlenségei okozta örvénylésekkel karöltve (ALLEN 1982).

BAGNOLD (1946) a szimmetrikus hullámfodrok két fajtáját különítette el: (1) A gördülő szemcsék fodrait (rolling grain ripples) kicsiny vízfénéki nyírófeszültségek mellett létrejött alacsony fodorgerincek jellemzik. A nyírófeszültség ui. a vízfénéki homokszemcséket a felszíni víz hullámok gerince alatti fodorgerincek felé görgeti, s itt azok a természetes rézsűszögüknek megfelelő lejtőn állapodnak meg. A létrejött fodrok hullámhossza a vízrészecskék orbitális átmérőjének 0,036—0,059-szerese. Ha a nyírófeszültség kicsiny, a formát a szemcsemozgásnak a fodorgerincek közötti széles, lapos vagy enyhén görbült hullámvölgyekben való megszűnése stabilizálja. — (2) A nyírófeszültség emelkedése viszont olyan kritikus gerincmagasságú örvényfodrok (vortex ripples) keletkezését eredményezi, amelyek gerincének egyik oldalán a víz oszcilláló mozgása közben örvények támadnak (17.34 ábra). Ezek a hullámvölgyek homokját a gerincekre sodorják. Ezért a hullámfodrok amplitúdója nő, fodorindexe pedig csökken. Ezeknek a minden homokos tengerparton látható örvényfodroknak a hullámhossza MILLER és KOMAR (1980) megfigyelései szerint az orbitális átmérőnek 0,65-szöröse (max. 1,0-szerese). A nyírófeszültség továbbnövekedése a hullámfodrok megszűnését és sík lemezesség kialakulását eredményezi (17.33 ábra).

Az oszcillációs fodrok belső szerkezete az egymást követő örvénymozgásoknak megfelelően meghajlított ék alakú és cikcakkosan található ferdelemezekből áll (17.34 ábra: D).

A szimmetrikus hullámfodrokat a hullámtörési övben — ahol a víz hullámok a szárazföld felé kezdenek mozogni, tehát az orbitális mozgást egyirányú áramlás bonyolítja — aszimmetrikus hullámfodrok (wave current ripples) váltják fel. Ezeknek az áramlási fod-

rokéhoz hasonló, de néha ellentétes dőlésű, kis méretű ferdelemezességét REINECK és WUNDERLICH (1968) szerint fodorindexüknek 15-nél csak ritkán nagyobb értéke különbözteti meg a 40-es fodorindexet is elérő áramlási fodroktól. Különbséget jelent továbbá, hogy az áramlási fodrok csak igen ritkán bifurkálnak. Az árapálysíkságokon és sekély tavak fenekén viharok után megfigyelhető, két (néha három) párhuzamos gerinccel rendelkező hullámfodroknak a keletkezését a későbbi fodroknak a korábbiakra való rátelepülése magyarázza (ALLEN 1982).

A hullámozás és az üledékpótlás ingadozásai következtében mind a szimmetrikus, mind az aszimmetrikus hullámfodrok (kőzetlisztes) agyaggal temetődhetnek be. Ezáltal az összetett rétegeesség (17.214. fejezet) fogalomkörébe tartozó lencsés és flázeres rétegzés egyik válfaja jön létre (LEEDER 1982).

### 17.21215 Az eolikus lerakódási alakzatok.

Azért, hogy a sivatagok laza homokján 100 m magasságot is elérő *draak* fejlődnek ki, az atmoszféra határretegének nagy — 3 km-ig terjedő — vastagsága a felelős. Ezeknek az I. kötet 6.5. fejezetében ismertetett szélfújta alakzatoknak a vízfolyások lerakódásaiéhoz hasonló hierarchiájuk van (WILSON 1972b). BAGNOLD (1954) kísérletei szerint a légáramlás erősségének növekedésével a hosszú, egyenes gerincű, csak kissé aszimmetrikus és nagy fodorindexű szélfodrokat olyan meredekebb fodrok váltják fel, amelyek a nagyobb méretű, hullámos gerincű, víz alatti áramlási fodrokra emlékeztetnek. Nagy szélesebségeknél pedig a felső áramlási állapotnak megfelelő, párhuzamos lemezes homoklerakódások képződnek. A kötetlen, száraz futóhomokterületeken megfigyelhető három fő alakzat — a fodrok, dűnék és draak — közötti átmenet hiányát a WILSON-féle diagram (I. kötet, 6.18 ábra) is mutatja. Hierarchiájukat pedig fodroknak a dűnék-re és draakra, kisebb dűnéknek a nagyobbakra, a dűnéknek a draakra való rátelepülése fejezi ki. Ezen alapformák sokféle módosulását az aljzat anyagi minősége, fizikai tulajdonságai és morfológiája, a szállítható homok mennyisége és szemcsenagysága, a pártartalom, a csapadék mennyisége és minősége, valamint a szélerősség és a szélirányváltozások periodicitása határozzák meg. A víz alatti fodrokhoz hasonlóan, nyelv alakú fodrokat csak a nagyon finom homokot mozgó, gyorsabb szelek hoznak létre. A kisebb szélfodrok ferdelemezességének elmosódottságát, sőt hiányát a szökellve mozgó futóhomokszemcsék becsapódásos fölhalmozódása és jó osztályozottsága magyarázza (I. kötet, 6.51. fejezet). A meredekebb lejtők szélfodrai azonban emelkedő fodrokká alakulnak át. A durva homokból vagy murvából álló nagy fodrok nagyobb hullámhosszát és a csúcsukon mutatkozó keresztlemezességet a homok szemcsézetének bimodalitása okozza. A még szaltációval mozgó

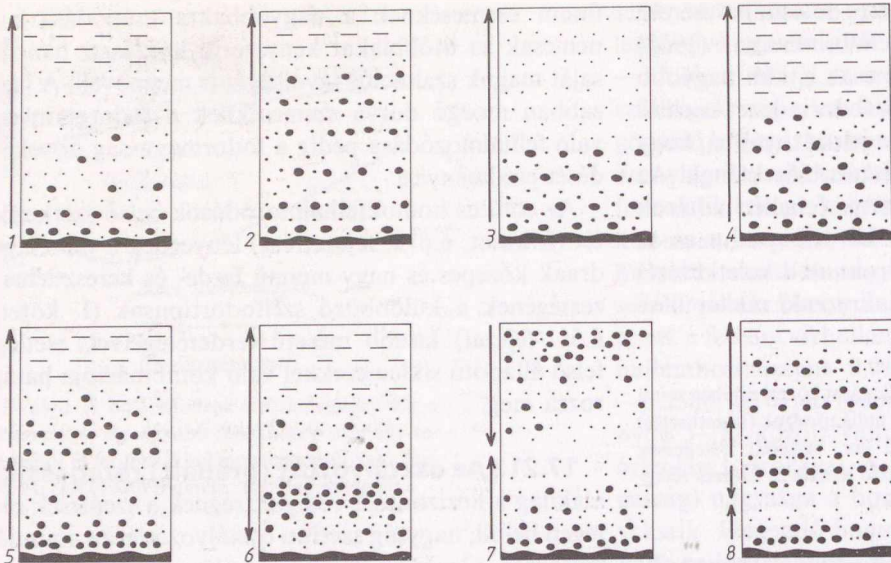
finom szemcséknek a nagyobbakra csapódása ui. nemcsak az utóbbiakat kényszeríti kúszásra, hanem saját maguk szaltációs távolságát is megnöveli. A lassabban mozgó durva szemcséknek a fodorgerincen való felhalmozódása pedig a fodormagasság növekedését eredményezi.

Az eolikus homokfelhalmozódások belső szerkezetét (I. kötet, 6.612. fejezet) lényegileg a dűnék és draak közepes és nagy méretű ferde- és keresztlemezességének a különböző szélfodortípusok (I. kötet, 6.51. fejezet) kisebb méretű ferderétegeivel, esetleg felső állapotú síklemezekkel való kombinációja határozza meg.

### 17.213 Az osztályozott (gradált) rétegeesség

alakilag a horizontális rétegzettségnek a szemcsék rétegen belüli, nagyság szerinti osztályozódásán alapuló változata. Genetikailag mégis különvált attól, mert általában a vízi vagy légi zagyok jellegzetes leülepedési formája. A szemcsenagyság általában a réteg talpán a legdurvább, fölfelé haladva pedig egyre csökken. Az ettől való eltéréseket a 17.35 ábra szemlélteti. A fekvő réteg legfelső és legfinomabb részétől a következő gradált réteg durva részlege élesen, sokszor egyenetlen *kimosási felületek* mentén határolódik el. A szemcsefrakciók rétegen belüli megoszlásából — tehát az osztályozódás mértékéből és módjából — s a gradált rétegek vastagságából következtetni lehet a zagyáram fajtájára, sebességére, megújulására és irányváltozásaira. Gradált rétegzés folyó- és olvadékvizek, vulkáni porhullások és izzófelhők üledékeiben, tó- és tengerpartok hullám és dagály járta részein, valamint folyódelták környezetében is kialakulhat. Tenger alatti lejtők evaporitos és karbonátos üledékeiben is előfordul, de az orogén övek flis-üledékeiben a leggyakoribb. A folyóvizek gradált rétegeinek durva alsó része a kimosódás következtében alig tartalmaz finom szemcséket (alapanyagot), a flisbelieké ellenben a durva szemcsék mellett — a gomolygó zagyár vegyes összetételének megfelelően — jelentékeny mennyiségű aleurit- és agyagszemcsét zár magába. A folyóvízi gradált réteg alsó és felső része közötti szemcseösszetételi különbség tehát élesebb, mint a flis rétegeiben.

Az osztályozott rétegzés mindig a valamilyen erőhatásra felkavarodott, vagy már eleve szuszpendált állapotban érkező és gomolyogva tovaáramló törmelékzagyok leülepedésének eredménye. A vízfenék vagy a földfelszín felett örvénylő zagyok hordaléka ui. továbbhaladása során fokozatosan osztályozottá válik. Ez azt jelenti, hogy — legalábbis a zagy képződési helyétől bizonyos távolságban — a szállított legdurvább törmelékfrakció az áram homlokának alján foglal helyet (I. kötet, 4.29 ábra), fölötte és mögötte pedig egyre finomabb szemcserészlegek következnek. Ha a zagyáram sebessége és a nehézségi erő hatását mérsék-



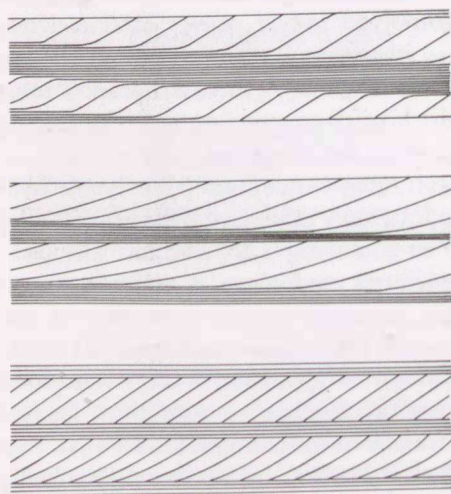
17.35 ábra. Az osztályozott rétegeesség különböző formái KŚIAŻKIEWICZ (1954) nyomán

1. Egyszerű, rendszeres osztályozottság. — 2. U.a., az alsó rész rosszabb osztályozottságával. — 3. Megszakított egyenes osztályozottság, a finomabb részleg kimaradásával. — 4. U.a., a középszemű részleg kimaradásával. — 5. Ismétlődő rendszeres osztályozottság. — 6. Szimmetrikus osztályozottság. — 7. Fordított szimmetrikus osztályozottság. — 8. Többszörös szimmetrikus osztályozottság.

lő turbulenciája csökken, akkor belőle előbb a durva, majd az egyre finomabb szemcsék fognak kiválni. Ezért a zagyáramok üledékei — a turbiditék — mindig fokozatosan osztályozottak (I. kötet, 4.32 és 4.33 ábra); bennük ideális esetben 5—7 tagú BOUMA-sorozatok keletkeznek (I. kötet, 4.362. fejezetrész).

A már lelassult zagyár eróziós tevékenysége fölerősödik, ha — meredek lejtőre jutva — felgyorsul, turbulenciája és felhajtóereje megnövekedik. A gyors zagyáramok üledéke mindig rosszabbul osztályozott, mint a lassúbbaké. Az osztályozódás esetenkénti fordítottságát, ismétlődését (17.35 ábra: 6—8) az okozza, hogy teljes osztályozódás csak a zagy felkavarodási helyétől már bizonyos távolságba került, érett áramokban következik be: a keletkezési hely közelében lerakódó üledék viszont még kevésbé osztályozott (l. a 17.246. fejezetrészt).

*Fordított (inverz) gradáció* esetén a maximális vagy az átlagos szemcseméret fölfelé való növekedése vagy (1) lemezhatárok kifejlődése nélkül megy végbe, vagy (2) egymás fölötti párhuzamos rétegekben tapasztalható. Az (1) típusnak törmelékeny kőzetekben észlelt gyakoriságát elsősorban a gravitációs szemcsesúlyos (I. kötet, 4.33. fejezet) közben fellépő diszperziós nyomás és a finom szemcséknek a durvábbak közötti réseken való átszítalódása okozza. A (2) típusát a szemcsék áramlás közbeni vonszolódásának különbségei idézik elő. Egyéb okai lehetnek: a finomabb szemcsék szállítás közbeni kiválogatódása, a szemcsék örvénylés miatti elkülönülése, az agyagrészecskék koagulációja (összetapadása), a különböző nagyságú és fajsúlyú részecskék eltérő esési sebessége, a fagyhatás, evaporitokban pedig a kristályok növekedési sebességének megváltozása. Fordított gradációval főleg a nagy koncentrációjú törmelékfolyásokban, fluxoturbiditékben, homokosparti és folyóvízi kavicslerakódásokban, vulkáni törmelékárak, hideg és meleg lahárok, iszapfolyások, horzsakőhullások üledékeiben találkozunk (OKADA 1978).



17.36 ábra. A horizontális és ferderétegeesség váltakozási lehetőségei. BOTVINKINA (1965) nyomán

**17.214 Az összetett rétegeesség** a belső szerkezetnek több rétegzési típus kombinációjából álló, bonyolultabb formája. Legfontosabb válfajai:

a) *Ferde és horizontális lemez sorok váltakozása* a ferderétegzést okozó áramok időnkénti lecsendesülése következtében (17.36 ábra). Észlelhető időszakos vízfolyások, torkolatmenti öblök, tengerparti sóstavak üledékeiben.

b) *Homokkővek agyageres (flázeres) rétegeessége* esetén kis méretű, ferdén rétegzett homokhullámok és az ezek közti vályúkba települt, meg-megszakadó, vékony, homorú pélitsíkok váltakoznak (17.37 ábra). Az agyagerék többnyire egyenes vagy hullámos gerin-

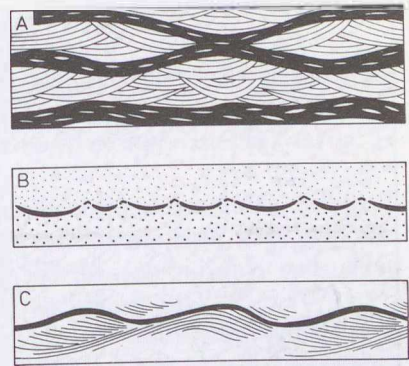
cű, aszimmetrikus, valamint oszcillációs homokhullámokkal társulnak. Keletkezésük oka a homokfodrokat létrehozó vízmozgás lecsendesülése, mikor már a vízben szuszpendált pélit leülepedésére is sor kerül, és az — mennyiségétől függően — esetleg a homokfodrokat is beborítja. A vízmozgás megélénkülésekor a fodortarajok lenyesődnek ugyan, de a reájuk települő új homokfodrok megőrzik a korábbi homokhullámok zömét, a vályukat kitöltő agyagcsikkokkal együtt.

c) *Összetett hullámos rétegeesség* esetén a lecsendesült vízből leülepedett iszap a homokfodrok hullámhegyeit és -völgyeit egyaránt összefüggő csíkok alakjában fedi be. E típusnál tehát a homok és a pélit fennmaradási feltételei közel azonosak (17.38 ábra: A).

d) *Lencsés rétegeességről* akkor beszélünk, ha a finomszemű iszap tömege egymástól többé-kevésbé elszigetelt, ferderétegű homokhullámokat tartalmaz (17.38 ábra: B és C). Összefüggőnek mondjuk a lencsés rétegzést, ha a homokfodroknak legalább 75%-a érintkezik egymással, szaggatottnak pedig akkor, ha a homokfodrok többsége elszigetelt helyzetben van (17.38 ábra: D). FÜCHTBAUER (1970) a szaggatott lencsés rétegzettségű közetet homokflázeres agyagkőnek nevezi. E rétegzési forma úgy keletkezik, hogy a rendelkezésre álló kevés homok időnként elszigetelt fodrok alakjában addig vándorol az iszapos fenéken, míg újabb iszapréteg be nem temeti.

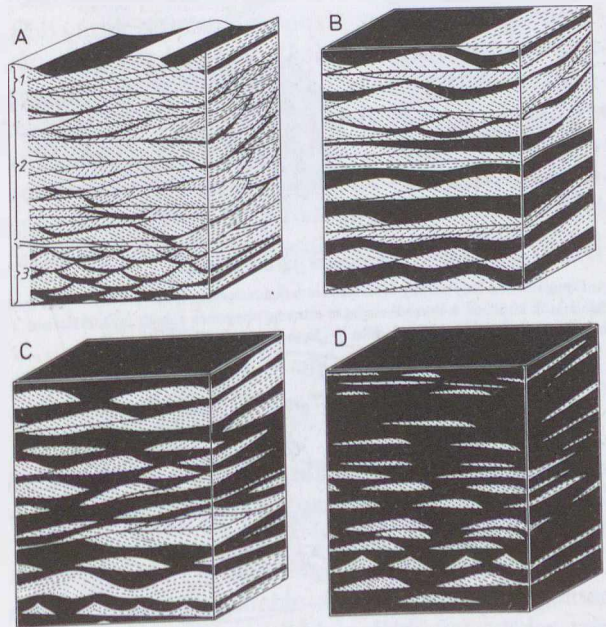
Az összetett rétegeességnek elsősorban a wattok üledékeit jellemző, de az árapály öv más részein is gyakori, ferdelemezes, agyageres, hullámos és lencsés formái sokszor váltakoznak egymással, és *keresztretegzett ritmitiket* alkotnak. Genetikailag szorosan összefüggő alakzatok tehát, amelyek megjelenés módja az áramlás sebességének és a rendelkezésre álló homok és pélit arányának a függvénye.

e) *Az összetett turbiditritmusok* a zagyáramok durvább szemű, osztályozott rétegeességű kezdeti lerakódásainak fölfelé, a finomabb szemcserészlegekben horizontális lemezességbe, kis méretű ferdén rétegzett homokfodrokba, végül pélites laminitekbe való átcsapásával képződnek (I. kötet, 4.33 ábra). Ez az átcsapás az „érett” zagyáram sűrű alsó része fölött lebegő szuszpenzió egyre lassuló áramlási viszonyok közötti leülepedésének a következménye. A zagyáram-működés ismétlődése esetén lerakódó üledékek hasonló sorrendben követik egymást; a keletkező üledéksor tehát ritmikus felépítésű lesz. Minden ritmus kezdő tagját éles eróziós felület választja el a megelőző ritmus finom szemcsészetű zárótagjától (17.35 ábra). Az ezen felületek alján mutatkozó „talpjegy”-eket — a kimosási, súrlódási, karcolási és szökellési nyomok kitöltéseit — a nagy sebességgel érkező zagyáram által vonzott hordalékszőnyegnek a vízfenékhez való súrlódása idézi elő (17.2322. és 17.246. fejezet-részek).



17.37 ábra. A: Árapály övi íves keresztreteget lefedő agyagcsíkok, BOTVINKINA (1965) nyomán. B—C: Szimmetrikus és aszimmetrikus hullámfodrokat lefedő, hullámos agyagcsík, BOTVINKINA (1965) nyomán

A zagyáram keletkezési helyének közelében leülepedő lerakódások a „vadflis” és a fluxoturbiditek (17.246. fejezet-rész) általában durvaszeműek, rendkívül osztályozatlanok és rétegzetlenek (17.80 ábra). Távolabb azonban a ritmuskezdő tagok szemcsenyagsága egyre csökken. A mélyvízi meszes turbiditek legalsó ritmuseleme már fölfelé finomodó homokkő, amelyre mészkő, márga, majd lemezes pélit követke-



17.38 ábra. Agyageres (flázeres) rétegeesség

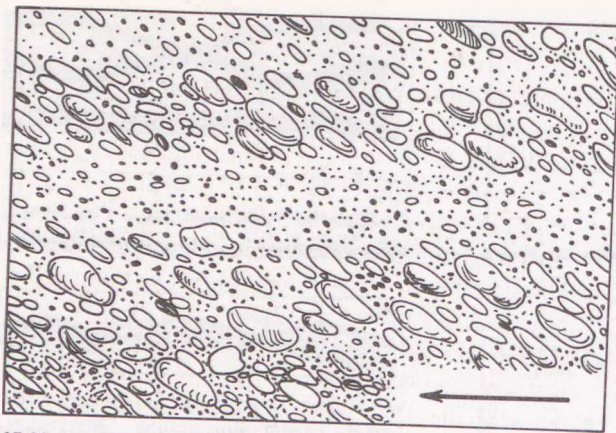
A: Egyenes gerincű (1), görbe tarajú (2) áramlási fodrokat, ill. hullámfodrokat (3) befedő agyagerek

B: Összetett hullámos rétegeesség

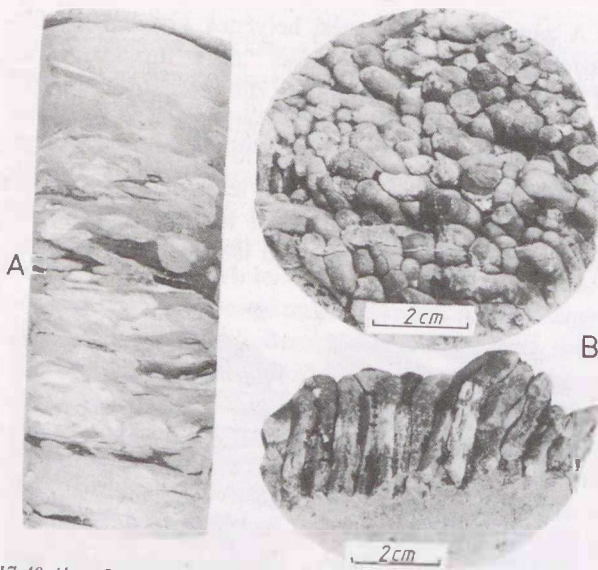
C: Összefüggő lencsés rétegeesség

D: Szaggatott lencsés rétegeesség

Mind a négy rajz REINECK—WUNDERLICH (1968) nyomán.



17.39 ábra. Kavicszemcsék zsindelessége (imbrikációja). —  
DIMITRIJEVIĆ et al. (1967) nyomán



17.40 ábra. Iszapfaló szervezetek járatkitöltései

A: Férőjáratok a Sajóbáony-3. sz. fúrás ottnangi rétegeiben (360—365 m). — B: *Teredo* falójáratok kitöltései a Borsodi-medence ottnangi rétegeinek szénült uszadékfájában. — Mindkettő RADÓCZ GYULA ajándéka. — Foto: PELLÉRDY L.-né.

zik. A zagyáramok disztális üledéke teljes egészében lemezes ugyan, a lemezek anyaga azonban fölfelé finomodik.

Turbiditek sekély, de tagolt aljzatú vízben is létrejöhetnek. A korallzátonyok oldalához simuló, részben zárt, sekély vízű öblök turbiditjeinek váz- és héjtörmelékéből álló, ritmuskezdő tagjaira pl. olyan karbonátos laminitek következnek, amelyek anyaga a túl sóssá vált vízből kémiai vagy biokémiai úton csapódott ki.

**17.215 Az imbrikáció** (a lapos törmelékcszemcsék, kavicsok zsindelesszerű elhelyezkedése) kétféle lehet (17.39 ábra): (1) Gyöngye fenékhordalékszállítás (gördülés vagy csúszás) esetén a (patakmedri) szemcsék hosszú  $a$  tengelye merőleges a folyásirányra,  $a-c$  síkja pedig  $<20^\circ$ -os szöggel hajlik szembe az áramlással (19.16 ábra). — (2) Erősebb áramlás esetén viszont a szemcsék ugrálni kezdenek,  $a$  tengelyük az áramlással párhuzamossá válik, és  $a-b$  síkjuk dől szembe az áramlással. E (2) eset nemcsak az erősebb vízfolyások, hanem a törmelék- és szemcsefolyások üledékeit is jellemzi. Glaciális till(it)ekben azonban mindkét eset előfordul.

**17.216 A rétegtetlenség okai.** A rétegtetlen (tömeges, masszív) kőzettestek, gyakran tapasztalható nagy vastagságuk ellenére sem bomlanak szabad szemmel látható rétegekre vagy réteglemezekre. Először rétegtetlenek pl. a rövid idő alatt, az osztályozódás lehetősége nélkül, hordalékkal telített víz-áramból, viszkózus iszapfolyásból lerakódott törmelékes üledékek (durva konglomerátumok, vulkáni és alapbreccsák, tillitek, homoktestek, mállási maradóközetek), továbbá a szivacs- és korallzátonyok központi részének utólag gyakran dolomitósodott mészköttei, egyes agyag- és márgaelőfordulások anyaga. Másodlagosan rétegtetlenek azok a finomtörmelékes üledékek, amelyek lemezeinek és rétegeinek összefüggését víz alatti szemcsefolyás, suvadás, csuszamlás, vagy az iszapban ásó-fúró infauna helyváltoztató és táplálékszerző tevékenysége rombolta szét. Üledékfaló gyűrűs férgek, szabálytalan tengeri sünök, egyes iszapban élő kagylók és rákok a korábban lerakódott üledék nagy részének bélcsatornájukon való átengedése révén annak eredeti üledékszerkezetét teljesen tönkreteszik, és homogenizálhatják (bioturbáció: 17.40 ábra). Elősegítheti a homogenizációt az üledék tömörödés közbeni szemcseközi és buborékos fluidizációja (I. kötet, 4.342. fejezetrész), és nagy mennyiségű gázbuboréknak a rétegen való áthatolása is (I. kötet, 8.36 ábra).

Ha a homogénnek látszó homok(kő) vagy agyag belső lemezességét a dia- és/vagy katagenezis homályosította el, akkor az mikroszkóp alatt, vagy kemény röntgensugarak segítségével, még gyakran felismerhető (HAMBLIN 1965). Tavi és árapálysíkai lerakódásokból olyan finom homok- és aleuritlemezeket lehet ily módon kimutatni, amelyek vastagsága csak 1—2 szemcseátmért tesz ki (REINECK—SINGH 1980). Ezek híján azonban a kőzet már tökéletesen homogénnek minősíthető.

## 17.22 BIOLÓGIAI EREDETŰ BELSŐ SZERKEZETEK

Ide tartoznak: *a*) a biogén építmények, *b*) a belső életnyomok, *c*) a biohermák, algasztromatolitok (algaszönyegek) és *d*) a biosztrómák. Kis méret esetén valamennyi forma alapvető szerkezeti elemnek, nagy méret esetén pedig már magasabb rendű felhalmozódási alakzatnak tekinthető.

A *biogén építmények* fogalma lényegileg a tengeri korall-, mészszivacs-, bryozoa- és vörösalga-zátornyokra korlátozódik. A *belső életnyomokat* szolgáltatató ásó-fúró szerkezetek zöme a tengerfenék lassú üledékképződésű részeinek homokos aleuritjában és kőzetlisztes homokjában tevékenykedik. Nyomaik a tiszta aleur(ol)itban és a tiszta agyagkőzetben, valamint a durva homokban és homokkőben vagy már eleve ritkábbak, vagy csak nehezen — a kőzet foltossága alapján — ismerhetők fel. Folyóvízi és eolikus üledékekben tapasztalt ritkaságuk a kőzeteknek a mocsári, csökkentsósvízi és tengeri üledékektől való megkülönböztetését nagy mértékben elősegíti. A falójáratok általában megsemmisítik az eredeti rétegeiséget (17.40 ábra). A jó megtartású lakójáratok viszont jó környezetjelzők lehetnek. Az árapály övi algaszönyegek nemcsak üledékfogó képességük, hanem abszolút fáciesjelző szerepük miatt fontosak. Mindezekkel részint a tenger élővilágának, részint a karbonátos kőzetek szöveti elemeinek ismertetésekor foglalkoztunk (I. kötet, 10.52., 16.212. és 16.2131. fejezetrészek).

**17.221 A biosztrómák és biohermák** mészvázú ősmaradványoknak az élőhelyen keletkezett, de eltérő magasság/szélesség arányú felhalmozódásai.

A *biosztróma* (sztroma: takaró) párhuzamos és sík réteglapokkal határolt, kőületes mészkőtest. Jellemzői NELSON *et al.* (1962) szerint:

- élethelyzetben lévő, egymásra nőtt ősmaradványok;
- a kétteknős kagylómaradványok gyakorisága;
- a nagyon egyenlőtlen teknőjű kagylók mindkét teknőjének egyforma gyakorisága;
- áthalmazott biokalkarenitkebe ágyazott, jó megtartású héjak.

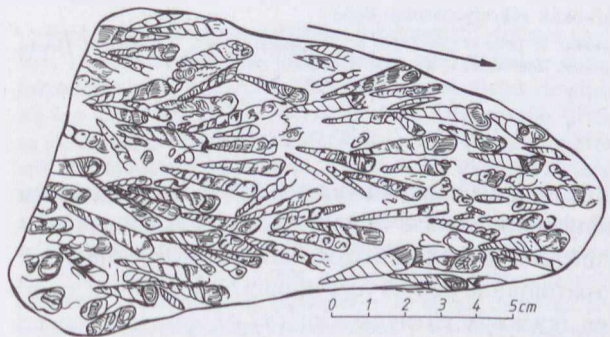
Az algák, kagylók, *Serpula*-félék és tüskésbőrűek jellegzetes, olykor korallokat is tartalmazó biosztrómái főként nagyon sekély vízben keletkeznek, ahol nincs lehetőség a függőleges irányú növekedésre.

A *bioherma* (herma: zátony, szirt) élőlények által kialakított, domb vagy lencse alakú, többnyire maszszív kőzettest. FÜCHTBAUER (1970) a gyöngébb vázakból álló, kisebb és a környező üledékkel gyorsan ösz-

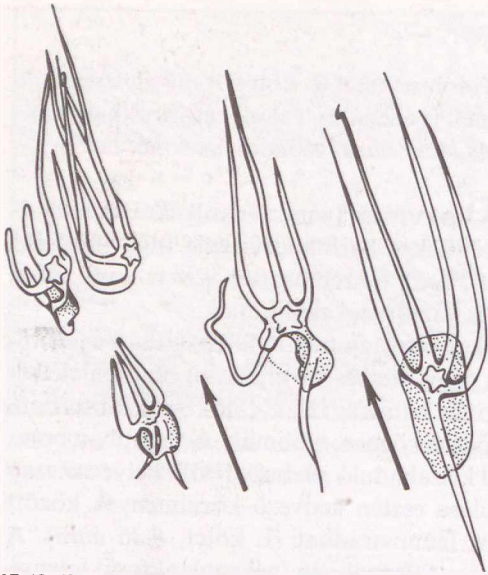
szefogazódó biohermákat (I. kötet, 10.59 ábra) az erős hullámverésnek is ellenálló, valódi zátonyokkal szemben (I. kötet, 10.57 ábra) csöndesvízieknek tartja.

**17.222 A kokvinák** (ném.: Fossilkalke, Schillkalke) olyan kőületes karbonátrétegek vagy -lencsék, amelyek >50%-át összemosott növényi vagy állati mészvázak és váztöredékek alkotják.

A vízfenéken élt vagy oda lesüllyedt állati és növényi tetemek lágy szerves anyaga oxigén jelenlétében vagy bakteriális hatásra, H-, C-, N-, S- és P-tartalmú gázok képződése közben, elbomlik. Az iszapban bomló hullákból kiszabaduló gázbuborékok helye az iszap megszilárdulása esetén kedvező körülmények között fosszilisán is fennmaradhat (I. kötet, 8.36 ábra). A gázok hatására fölemelkedő (nekroplanktoni) tetemeiket azonban a fenékáramlás élő-, ill. lesüllyedési helyüktől messze elsodorhatja. A gázok fajszűcsökentő hatása még a külső héjjal rendelkező csigák, tentaculiteszek, brachiopodák, lábasfejűek, kagylórakok és tengeri csillagok áthalmazódását is megkönnyíti. (A szabadon mozgó kagylókat azért nem, vagy csak rövid ideig, mert azok kettősteknőjét a sarokpánt a lágytest pusztulása után felnyitja.) Ha a vízárám elég erős, akkor a lassan kiürülő vázakat görgetve, csúsztatva, billentve továbbmozgatja. A gyöngébb vázak eközben lekopnak, széttöredeznek és durvaszemcsés mészkövek (kalciruditok; pl. krinoidea-nyéltagokból álló enkrinitok vagy kalkarenitek) részivé válnak. Az ellenállóbb vázak is — útjuk közben kiválogatódva és összekeveredve — az eredeti biocönózisoktól lényegesen különböző összetételű tafocönózisokat alkotva ágyazódnak be. E sűrűségegek tagjai sokszor az áramlással szemben legkisebb ellen-



17.41 ábra. *Turritella*-vázak áramlásirányú (nyíl) elhelyezkedése paleogén homokkő réteglapján, MÜLLER (1951) és BOGSCH (1968) nyomán



17.42 ábra. Kígyókarú tengeri csillagok áramlás-irányba (nyilak) hajló karjai bundenbachi palás aleurolitban, SEILACHER (1960) és BOGSCH (1968) szerint



17.43 ábra. Viharok által felszakított és kavicsá kerekített mészkődarabkák vékonycsiszolati képe

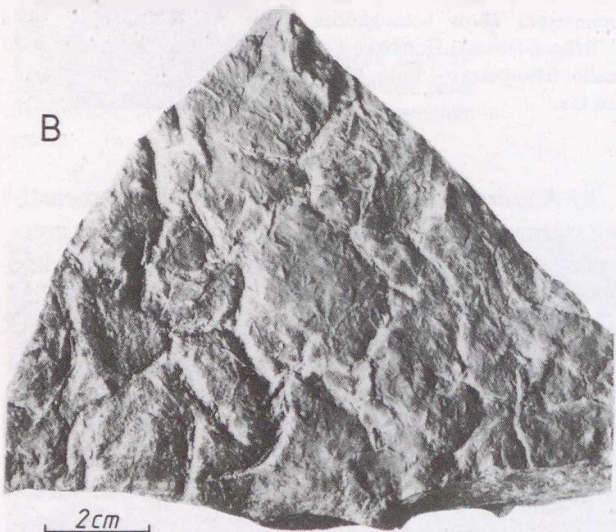
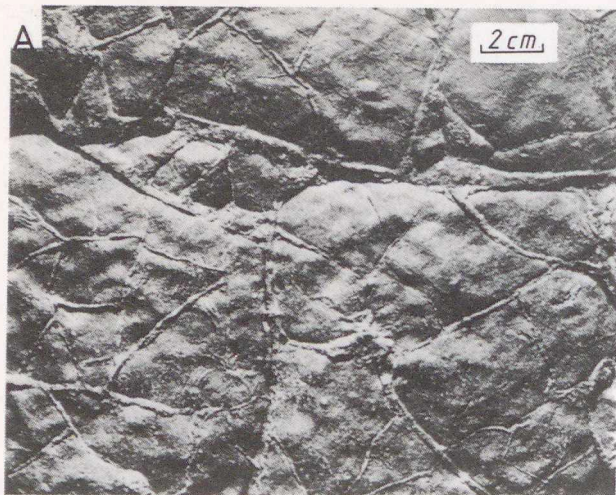
Jósvafő-2. sz. fúrás: 693,50–693,65 m. — Aggteleki-hegység. — Wettersteini Mészkő Formáció: ladin emelet. — Foto: DR. PIROS OLGA, 1987.

állást mutató helyzetet vesznek föl, és így az áramlási irány biztos jelzőivé válnak. A tornyos csigák, a tentaculiteszek és orthoceraszok házának, a belemniteszek rosztrumának hegyes vége mindig az áramlással szemben igyekszik elhelyezkedni (17.41 ábra), a tengeri csillagok és a kígyókarúak karjai pedig az áramlás irányába mutatnak (17.42 ábra). A szétvált kagyló-

teknők domború oldalának fölfelé fordulása ugyan-csak vízáramlást jelez, de helyzetükből az áramlás iránya csak gondos elemzés után olvasható ki. Valódi *kővezetszerkezet* (ném.: Muschelpflaster) azonban csak akkor jön létre, ha a teknők sima aljzaton hevernek, és egymást kölcsönösen nem akadályozzák. A több rétegben egymásra halmozott, viszonylag lapos teknők együttesének neve *lumasella* (francia: lumachelle). Ezekben a különböző állati és algatörödékekből álló közettestekben általában semmiféle határozott irányítottság nem ismerhető fel. A planktoni vagy pszeudoplanktoni maradványokból állók is többnyire csak az apró vázak kaotikus kavargását mutatják (I. kötet, 16.1. tábla: 1).

A sekély tengerek mikrites–pélites üledékei közé iktató, egyenesen osztályozott héjtörödékekből álló, több cm vastagságú rétegeket általában *viharüledékeknek* (temesztitieknek: 17.211. fejezetrész) tartják (AIGNER 1985). E rétegek a finomszemű fekü még lágy, vagy már megkeményedett, eróziós felszínére települnek. Az előbbi esetben a héjak lepottyanása benyomhatja a feküfelszint, az utóbbi esetben a réteg alsó része a legdurvább héjtörödékeken kívül a feküövet felszakított darabjait is tartalmazhatja. Fölfelé a törödékek nagysága csökken, majd azok áramlással áthalmozott, finomabb detritusza következik. Végül a héjtörödékes réteg teljes fokozatossággal megy át a fedőnek az eredeti üledékképződési viszonyok helyreállítását tükröző, mikrites–pélites, lemezes üledékeibe. A jelenség többszöri ismétlődése sekélytengeri ritmitek kialakulását eredményezi (DZUŁYŃSKI—KUBICZ 1975; MEHL 1985; 17.8 ábra). A felső-sziléziai és délbadeni Muschelkalk temesztitjeinek törmelékanyaga az élőhelyről felszakított brachiopoda-teknőkből áll. PIROS O. (1987) viszont az Aggteleki-hegységi Jósvafő-2. sz. fúrás ladin emeletbeli wettersteini mészkőből olyan viharüledéket mutatott ki, amely a dasycladaceás és alasztromatolitos fekü mészkő felszakított és kavicsá kerekített darabkái tartalmazza (17.43 ábra). A temesztitiek gyakorisága természetesen a part mentén a legnagyobb; a medence belseje felé egyre finomabb üledékekkel fogazódnak össze. Elegendő számú jó feltárás esetén tehát gyakoriságuk, szemcsenagyságuk és a keresztlemezesség csökkenése, valamint a (par)autochton faunaelemek számának növekedése alapján az üledékképződésnek a parthoz viszonyított helyzete éppúgy becsülhető, mint más zagyüledékek (pl. a flis) lerakódási helyének a zagyáram keletkezési helyétől való távolsága (AIGNER—REINECK 1982).





17.45 ábra. Fossilis száradási repedések

A: Németország: Tambachi Homokkő. — Alsó-perm: saxoni emelet. — LÜTZNER (1981) nyomán.

B: Perkupa, a tömedékbánya felső részéről. — Alsó-triász vörös homokkő-pala összelete. — Gy. BALOGH KÁLMÁN, 1988. — Foto: PELLÉRDY L.-né.

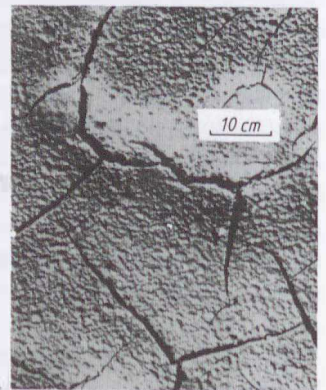
Száradási repedésekkel a folyami árterektől, a kiszáradó pocsolyákon, időszakos tavakon és mocsarakon, sós síkságokon, lagúnákon, szebkhákon és marshokon át az árapálysíkig számos arid vagy szemi-arid éghajlatú környezetben találkozunk. A repedések közt fölcserpepedő anyagot gyakran a szél aprózza tovább, a megújuló örvényektől tovasodott cserepek ellenállóbb része azonban — iszapkavicsok alakjában — vízi üledékek közé iktatódhat. A repedéseket csak a hirtelen elborítottatás és az elárasztó anyaggal való kitöltődés konzerválja (17.45 ábra). A száradási repedések — a fossilis anyagban való viszonylagos ritkaságuk ellenére — a kitűnő fáciesjelzők közé tartoznak.

b) A szineretikus repedések montmorillonit tartalmú agyagok felszínének jelentős koncentrációjú sósvízzel való elborítottatása vagy átmosása esetén, ozmo-

tikus hatásra alakulnak ki. A sósvíz elektrolitjai ki-kivonják a duzzadóképes agyagásvány közberétegzett vizét, és ez az agyagásvány-rács s az egész agyag-víz rendszer összehúzódását eredményezi. Ilyen típusú, csaknem szingenetikus — külsőleg a kiszáradásos eredetűekre emlékeztető — repedéshálózatok elsősorban a sós síkságokon (playákon és szebkhákon) keletkeznek (JÜNGST 1934; BURST 1965; FÜCHTBAUER 1970; ALLEN 1982). Mégis viszonylag könnyen megkülönböztethetők a száradási repedésektől, mert az üledék agyaglemezei a hasadékok mentén nem hajlanak föl, az alulról fölnyíló repedések pedig többnyire alulról töltődnek ki.

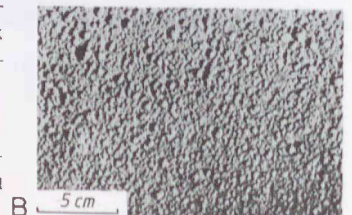
c) A fagyrepedések — a száradási repedésekhez hasonlóan — vízkilépés nélküli térfogatcsökkenés eredményei. A beléjük kerülő olvadékvizek ismétlődő megfagyásával azonban hamarosan jégékekké alakulnak. Ezeket aztán a jég elolvadásakor fokozatosan bemosódó törmelékkitöltés konzerválja (17.5. tábla: 3; I. kötet, 7.36 ábra).

17.23212 Az esőcseppnyomok (17.46 ábra) a réteg fedőlapján elszórt, többnyire alacsony peremmel körülvevett, kicsiny, gömbsüvegszerű becsapódási kráterek. A fedőréteg fekvőlapján ezek kitöltéseként keskeny és sekély árokkal körülvevett, kicsiny halmocskák láthatók. A mélyedések, ill. halmok legnagyobb átmérője 12 mm, legnagyobb mélysége 3 mm. Keletkezésüket a csöndes levegőből 7,6 m/s, turbulens levegőből 27 m/s sebességgel kihulló, 5 mm átmérőt is elérő esőcseppeknek finomszemű, még lágy üledékfelszínre való becsapódásával magyarázzák. A függőlegesen hulló esőcseppek kör, a ferdén érkezők elliptikus kerületűekké válnak.



17.46 ábra. A: Esőcseppnyomok és száradási repedések recens iszap felszínén. — FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) nyomán

B: Jelenkori esőcseppnyomok. — REINECK—SINGH (1980) nyomán



Már 1850 óta többen hangsúlyozták, hogy az esőcseppnyomoknak vélt mélyedések egy részét gázbuborékoknak az üledékből való megszökése is létrehozhatta (EASTLER 1978). BURST (1965) szerint „fosszilis esőcseppek”-hez hasonló apró mélyedések kaolinitfelszínnek sűrűbb sósóvízzel való — és szinerézisre vezető — elborításával is előállíthatók. Az esőcseppnyomok fennmaradásához a tenger- vagy tóparti ártéri homoknak kb. 15 súly%-nyi agyagot kell tartalmaznia.

Az esőcseppnyomok gyakorisága, irányítottsága, más nyomokkal való társulása az egykori időjárási és szélviszonyokról nyújthat tájékoztatást. Száradási repedésekkel együttes előfordulás esetén a két forma közül többnyire az esőcseppnyomok az idősebbek. A Thüringer Wald-i Rotliegendben talált előfordulásokat LÜTZNER (1981) ismerteti.

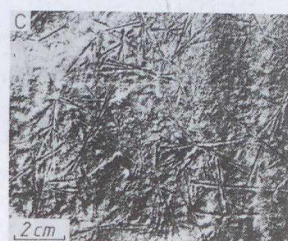
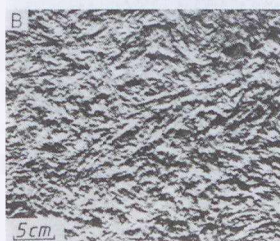
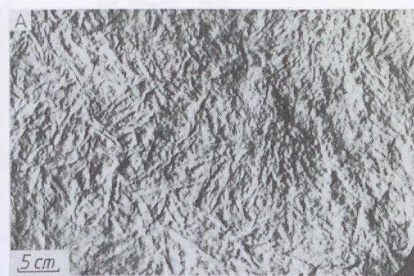
**17.23213 Kristálylenyomatok** elsősorban a boreális és a száraz-trópusi területek gyorsan betemetődő ártéri, sóstavi és szebkha fáiéseiben találhatók. Jégkristályok 2—10 cm hosszú, irányítatlan lenyomatait a németországi „Rotliegend”, gipsz-, anhidrit- és kősókristályokét pedig különböző korú evaporittelek finomtörmelékű lerakódásainak fedőlapjairól mutatják ki (LÜTZNER 1981; HÄNTSCHEL 1935; SCHREIBER — HsÜ 1980; 17.47 ábra). Ezen elsődleges lenyomatokkal szemben a szerves anyagot tartalmazó rétegek határlapjain vagy belsejében található ép (vagy már limonitosodott) piritkristályok kétségkívül diagenetikusak.

**17.23214 Tajtéklenyomatok** (foam impressions) akkor keletkeznek, ha a hullámozás miatt felhabzó víz buborékai az üledék felszínén kicsiny, félgömbös, sima falú és kiemelkedő szegélyek nélküli, csoportosan megjelenő gödröcskéket hagynak hátra. A buborékok elmozdulása esetén azok lenyomatai kissé megnyúlnak. Fosszilis példányaik ismeretesek pl. a német perm-ből (REINECK 1954; REINECK—SINGH 1980).

**17.23215 A loccsanási és vízszintjegyek** vízparti jelenségek. Az előbbieket a partra kifutó hullámok hagyják hátra nagyon finom homokszemcsékből álló, 1—2 mm magasságú, hullámos gerincek tenger felőli oldalához centripetálisan csatlakozó csíkozottság alakjában. Meredekebb homokpartokon a gerincek kisebb, lapos partokon nagyobb távolságban vannak egymástól (REINECK—SINGH 1980).

A vízszintjegyek a folyópartok és partmenti zátonyok vagy fodrok lejtőinek a vízzel való érintkezésén — a vízszint csökkenése esetén egymás alatti sorozatokban — keletkező, hosszan elnyúló bemélyedések.

**17.23216 Az elválási lineáció** (parting lincation) a közepes és finom, bimodális szemcsészetű homokkövek lehasított lemezein, több m<sup>2</sup>-en át megfigyelhető,

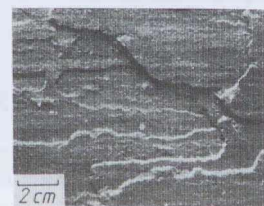


17.47 ábra. Jégkristály-lenyomatok

A—B: Paulsfield, Tübingia (Németország). — Tambachi Formáció: saxoni emelet (alsó-perm). — Foto: SCHÄRLITZ in LÜTZNER (1981).

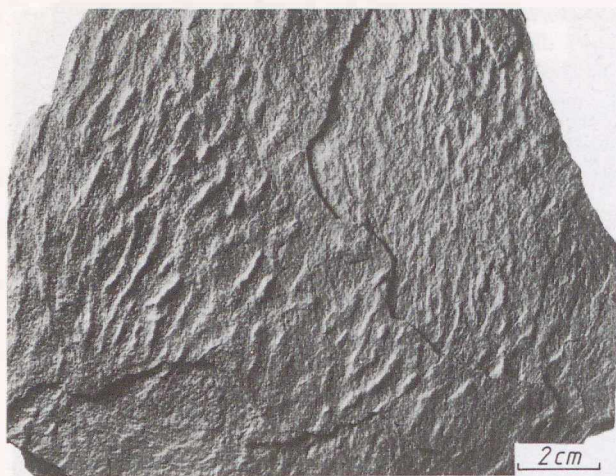
C: Jelenkori jégkristály-lenyomatok. — REINECK—SINGH (1973) nyomán.

17.48 ábra. Lépcsőzetes elválási lineáció finomszemű paleozóos lemezes homokkőben. — Foto: PELLÉRDY L.-né



áramlásirányú csíkozottság (REINECK—SINGH 1980). A csíkozottságot néhány szemcseátmérőnyi magasságú, párhuzamos gerincek és az ezeket elválasztó, néhány mm—1 cm szélességű lapos mélyedések rendszerre okozza (17.48 ábra). A kerekített tetejű gerincek nagyon finom homokkőekben 3,5—12 cm, középszemű homokkőekben 5—30 cm hosszúak. A gerincek és vápák egymáshoz képest folytonosan eltolódnak, mert a gerincek folyásirányban vápokban folytatódnak. A vápák durvább szemcsészet esetén szélesebbek, finomabb kőzetben keskenyebbek. A csíkozottságot gyakran nehézasványoknak és csillámpikkelyeknek a gerinceken, ill. a vápákban való elhelyezkedése emeli ki. A gerinceket általában durvább szemcsék alkotják.

Az elválási lineáció kialakulása a természetben homokos tengerpartok, folyóvizek kis és nagy fodrainak (dűnéinek) áramlással szembeni oldalán, valamint felső állapotú sík rétegeken — tehát eróziós környezetben — két formában jelenik meg: (1) Ha az elválási felület egybeesik a lemezességgel, a barázdák és gerincek megszakításmentesek. — (2) Ha az elválási felület keresztezi a réteglemezeket, akkor a gerincek a szomszédos lemezekben lépcsőzetesen folytatódnak.



17.49 ábra. Üledékráncok alsó-werfeni agyagpala-lemezen. — Aggteleki-hegység: Perkupa. — Gy.: BALOGH KÁLMÁN. — Foto: PELÉRDY L.-né



17.50 ábra. Gázbuborékok nyoma a Balaton-felvidéki Homokkő Formáció (felsőperm) homokos aleurolit-rétegeinek fedőlapján. — Foto: MAJOROS GY.

Az elsődleges áramlási lineációnak ezt a fajtáját (17.21212. és 17.21213. fejezetrészek) ALLEN (1982) szerint az áramlás viszkozus alrétegében keletkező horizontális örvénylések „seprő” és „robbanási” fázisainak az I. kötet 3.283. fejezetrészeiben ismertetett váltokozása hozza létre.

**17.23217 Áramlási ráncok és fodrok.** E címszavak REINECK (1965) és REINECK—SINGH (1980) szerint a fedőlapok három, genetikailag különböző, miniatűr díszítését foglalják össze:

a) Az *üledékráncok* (winkle marks) olyan apró, szabálytalan, fodorszerű képződmények, amelyek néhány cm hosszúságú egyenes vagy görbült, néha egymást keresztező gerincei csak 0.5—1 mm magasságúak (17.49 ábra). Ezek a max. 1 cm vastag vízréteggel borított üledék legfelső, teljesen még meg nem szilárdult hártájának erős szél nyíró hatására történt meg-ráncosodásával keletkeznek. Magasságuk és távolságuk annál kisebb, minél vékonyabb a vízborítás. Min-

den nagyon sekélyvízi fosszilis üledékben — pl. az Aggteleki-hegység alsó-werfeni összetetének tetején — gyakori előfordulásuk mellett a mélyvízi flisüledékek talpjegyei között is akadnak olyan ráncnyomok, amelyeket a zagyáramnak a kohéziós iszap felszínére gyakorolt nyíróhatása hozott létre.

b) Jóval szabályosabbak a sekélyvízi környezetben (homokos tenger- és tópartokon, árapálysík-ságokon) az üledék teljes kiemelkedéséhez kapcsolódó „milliméter-fodrok”. Ezeknek a többnyire egyenes, lapos gerincű, belső szerkezet nélküli alakzatoknak a magassága 1 mm alatt van, gerinceik és árkaik egyforma (2—5 mm) szélesek.

c) Az *adhéziós fodrok* (antiripplets) a szélirányra merőleges, erősen aszimmetrikus, egymással többé-kevésbé párhuzamos homokgerincek (l. az I. kötet 6.51. fejezetét is). A többi eolikus fodorral és a dűnékkel ellentétben a szélnek kitett oldaluk a meredekebb (sőt néha túlhajló). Gerinceik távolsága VAN STRAATEN (1953) szerint 1—20 mm, vagy még nagyobb; magasságuk pedig < 2 mm. GLENNIE (1970) azonban 30—40 cm hosszú és több cm magasságú akkréziós fodrokat is talált. REINECK (1955a, b) szerint akkor keletkeznek, amikor a szél fújta száraz homokszemcséket egy — a kapillaris vízemelkedés miatt — nyirkos terület nedves homokszemcséi megkötik. Vízállásos területen vagy túlságosan sok homok érkezése esetén azonban akkréziós fodrok nem képződnek. Belső szerkezetük egymásra rakódó, szélesen fölfelé domborodó ferdelemez-sorokból áll; ezeket nagyon keskeny árkok választják el egymástól. A szélirány gyors változása esetén a fodrok felülete szabálytalanul szemölcsössé válik (I. kötet, 6.21 ábra).

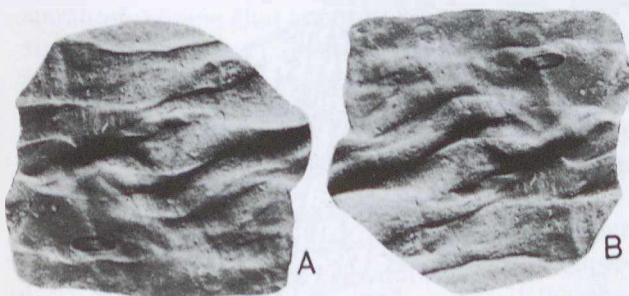
**17.23218 A csörgedezési nyomok** (rill marks) a vékony vízréteggel borított üledékfelszínen a vízszint süllyedése miatt keletkező vízerecskék faágszerűen összefutó, U-keresztmetszetű eróziós csatornái. Általában 2—3°-os lejtőkön a leggyakoribbak. A többnyire éles, meredek szegélyről kiinduló csatornákat elválasztó kiemelkedések vagy néhány mm magasságúak és hosszúságúak („fogszerűek”), vagy több (néha 45) cm hosszúak („fésűszerűek”); ilyenkor a közöttük levő mélyedések szélessége 6 cm-t, mélysége pedig 2 cm-t is elérhet (REINECK—SINGH 1980).

**17.23219 A gázbuboréknyomok** tengerpartok és meredekebb árapálysík-ságok homokjának felszínén gyakoriak. A homok ui. a gyors üledéklerakódás miatt számos — több mm átmérőjű, zömmel ovális keresztmetszetű — légbuborékot tart vissza (17.50 ábra). Mászor a szerves anyag bomlásakor képződő gázok után maradnak vissza olyan (többnyire rétegbelseji) üregek (I. kötet, 8.36 ábra), amelyek a diagenézis során kitöltődve geopctális szerkezetekké alakulhatnak.

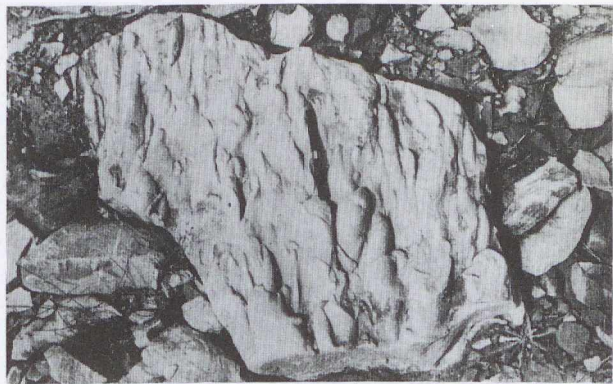
**17.2322 A fekvőlapi mechanoglifák** általában valamely korábban keletkezett fedőlapi áramlási szerkezet kitöltései. DZUŁYŃSKI és WALTON (1965) négy genetikai csoportjukat különbözteti meg: *a)* kimosásnyomok, *b)* tárgyinyomok, *c)* áramlási deformációk, *d)* kombinált talpjegyek.

Ezek az agyagos vízfenéken létrejött, majd homokkal kitöltődött, homorú alakzatok a kontinentális lejtő és a mélytengeri síkságok turbiditjeiben a leggyakoribbak, de — lényegesen kisebb gyakorisággal — a szárazulati és sekélytengeri fáciesek zagyár típusú lerakódásaiban is előfordulnak. Jelentőségük abban van, hogy — a fedő és fekvő helyzetének tektonikailag fontos jelzése mellett — a létrehozó áramlások erőssége, iránya és irányváltásai, sőt a lerakódás helyének az áramlás kiindulási helyétől való viszonylagos távolsága felől is tájékoztatnak (I. kötet, 4.32 ábra). Az orogén flis fáciesben ezek segítségével valószínűsítik a zagyáramok törmelékanyagát szolgáltatató, azóta azonban elnyelődött egykori szigetek („kordillerák”) fekvését. Megkönnyítik ezt az áramlási jegyek különböző típusainak pontosabb kiértékelést lehetővé tevő, együttes előfordulásai. Nagyságrendjük a zagyáramlás kiindulási helyétől távolodva csökken. Annak közelében csupán eróziós csatornák és széles kimosási barázdák váltakoznak sima — olykor azonban nagy méretű tárgyinyomok borította — felületekkel. Távolabb szabályos elrendeződésű kimosási kitöltések találhatóak, a tárgyinyomok ellenben hiányzanak. Disztális helyzetben kicsiny kimosási kitöltések, hosszanti gerincek és barázdák, valamint csak kissé módosult tárgyinyomok mutatkoznak. Az áramlási és tárgyinyomokat kitöltő homokkő szemcsenagysága ugyanezen sorrendben csökken.

**17.23221 A kimosásnyomok** az aljzathoz súrlódás miatti örvénylés közvetlen kotró hatása alatt, tehát akkor keletkeznek, ha a turbulens fenékáram belső örvényei a korábban lerakott üledék egy részét magukkal ragadják. Az áramlás intenzitásától s az örvénytengelyek helyzetétől függő méretük, alakjuk és



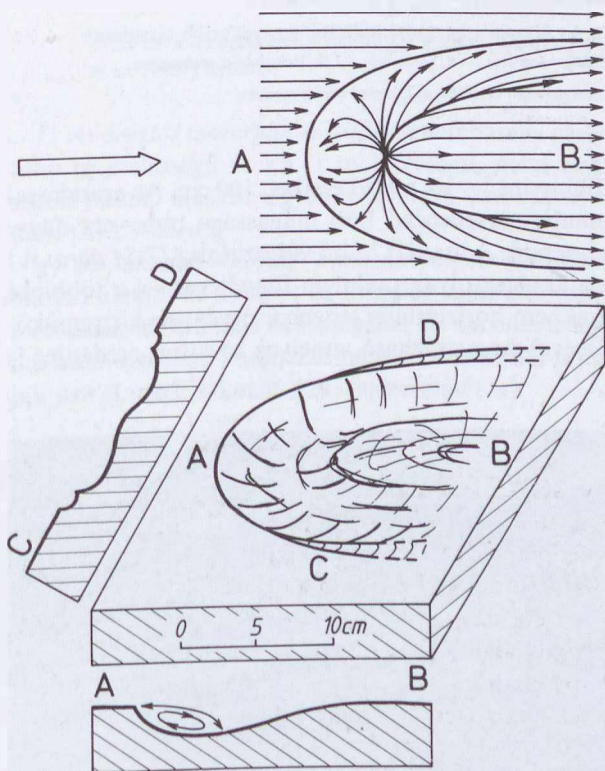
17.51 ábra. Áramlási barázdák (A) és kitöltéseik (B) cocén flis réteglapján. — ÉK-i Kárpátok: Alsóverecke, útbevágás. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1989



17.52 ábra. Áramlási barázdakitöltések flishomokkő alsó réteglapján. — Lengyelország: a San-folyó partján, a Skole egység határán. — Krosnói rétegek: oligocén. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1963. — Áramlási irány felülről lefelé

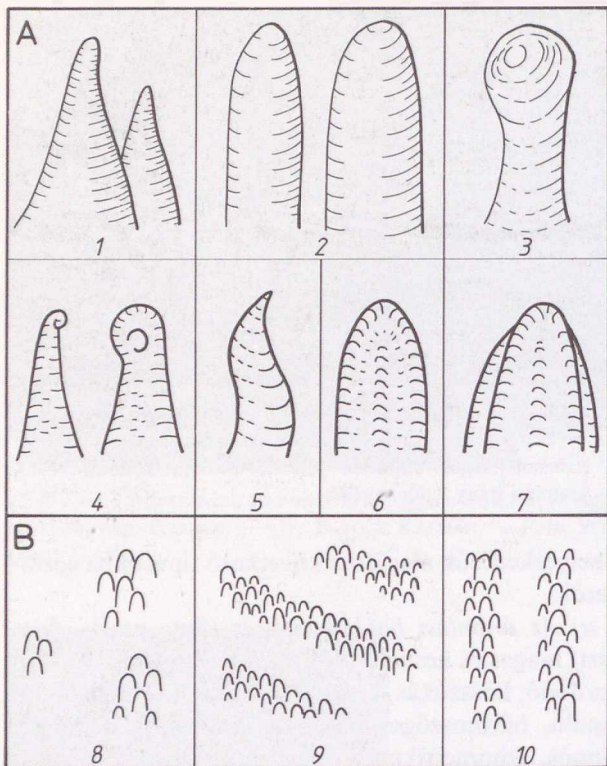
elhelyezkedésük alapján a következő típusokba sorolhatók:

*a)* Az áramlási barázdakitöltés (flute mark, flute cast) magas és keskeny — gyakran csavart — búbbal kezdődő, hosszúkás, áramlásirányban szélesedő és ellapuló, háromszöges, nyelvszerű, üstökös formájú, gumós, szimmetrikusan vagy aszimmetrikusan megnyúlt, egyenes, kissé görbült, olykor teraszos felületű talpjegy (17.51, 17.52, 17.53 és 17.54 ábra). Hossza



17.53 ábra. Egy teraszos áramlási barázda képe és főszelvényei, a másodlagos áramlás, valamint az áramvonalak megoszlásának felülnézete, ALLEN (1971) nyomán, módosítva

A—B és C—D a szelvényirányokat jelzi.



17.54 ábra. A: Az áramlási barázdakitöltések alaktípusainak alaprajza:

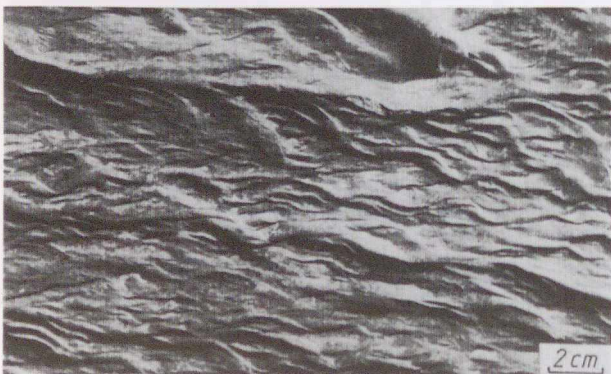
1. Háromszögös. — 2. Hosszúkás. — 3. Gumós csúcú. — 4. Csavart búbú. — 5. Üstökös formájú. — 6. Talszerű. — 7. Teraszos talszerű.

B: Az áramlási barázdakitöltések leggyakoribb társulásai:

8. Szórt csoportos. — 9. Ferdesoros. — 10. Hosszirányú párhuzamos.

DIMITRIJEVIĆ *et al.* (1967) és LÜTZNER (1966) nyomán.

többnyire 5–10, szélső esetben 100 cm. Az áramlással mindig szembenéző búb magassága mm–cm nagyságrendű. A csavart búbú változatok (17.54 ábra: A) kialakulása olyan csaknem függőleges — a többieké csaknem horizontális tengelyű örvények közreműködésével magyarázható, amelyek az aljzat eredetileg is



17.55 ábra. Fonatos kimosásnyom az Északi-Kárpátok flisövéből, DZULYŃSKI—SANDERS (1962) nyomán

Áramlási irány jobbról balra.

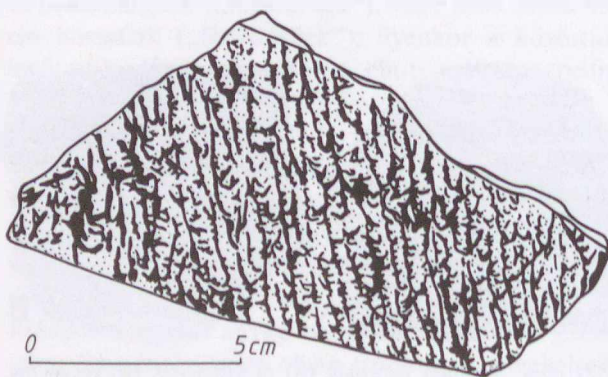
meglévő, vagy az áramlás által kikotort egyenetlenségei fölött támadnak (17.53 ábra). A teraszos barázdakitöltések többsége különböző ellenállású lemezekből álló aljzaton fejlődik ki. Néha azonban e formát a kitöltő anyagnak a kikotort mélyedésbe való benyomódása hozza létre. A barázdakitöltések gyakran különböző, szőlőfürtyszerű, hosszanti, ferde vagy tömeges alakulatokban csoportosulnak. A ferde sorokba rendeződött, aszimmetrikus barázdakitöltések (17.54 ábra: B) az áramlási irány megváltozását tanúsítják.

Az áramlási barázdák turbiditekből (pl. a flisben) a leggyakoribbak, de hordalékmentes áramlásokban, sekélytengeri és folyóvízi körülmények között is létrejöhetnek (25.7. tábla: 1–2).

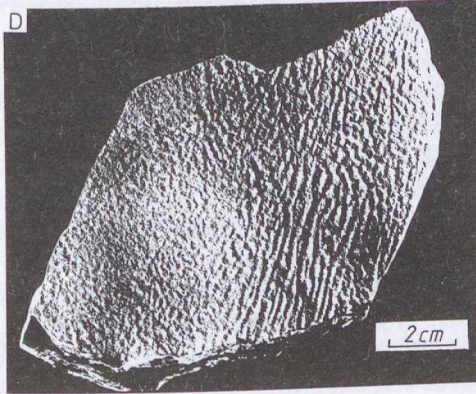
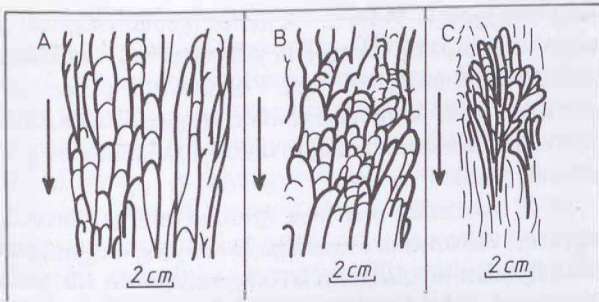
b) A *harántirányú kimosásnyomok* vagy iszapfodrok (transverse scour marks; mud ripples) olyan párhuzamos sorokba rendeződött, szorosan egymás mellett sorakozó, széles, lapos és rövid áramlási barázdakitöltések, amelyek képződésében a horizontális tengelyű örvényeken kívül az áramlásnak az aljzatra gyakorolt nyíró hatása is szerepet játszott.

c) A *fonatos kimosásnyomok* (flute rift marks) egy-egy folytonos, de kiszélesedő és egyúttal kimélyülő „főárok” oldalain látható, többnyire 5 mm szélességű, enyhén kanyargó, áramlásirányban elágazó, majd ismét összefonódó, áramlásirányban megnyúlt szerkezetek (17.55 ábra). Angol nevük az apály idején szárazra került marsh-ok tenger felé tartó vízerecskéihez való hasonlóságukra utal, bár nem valódi vízfolyásnyomok. Képződésük a vízfenék közelében előrehaladó, egyszer összefonódó, máskor szétoszló, ferde örvény párok működésével magyarázható.

d) A *hosszanti barázdák és gerincek* (longitudinal furrows and ridges) az áramlással párhuzamosan elnyúló, nagyobb területeket befedő, meg nem szakadó alakzatok. A szabályos eloszlású, áramlásirányban csak helyenként összeolvadó árkokat 3–50 mm (átlagosan azonban csak 5–10 mm) széles, lekerekített gerincek különítik el. Az utóbbiak áramlás felőli vége konvex „csőr”-rel kezdődik; lefutásukat azonban az



17.56 ábra. Hosszanti barázdák és gerincek, DIMITRIJEVIĆ *et al.* (1967) nyomán



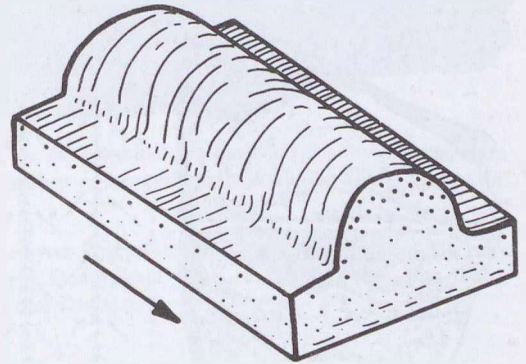
17.57 ábra. A: Hosszanti barázdák és gerincek. — B: Ua., pikkelyes szerkezettel. — C: Liliomszerkezet. — D: Hosszanti gerincek és barázdák. — Eocén flis. — ÉK-i Kárpátok: Alsóverecke (Nizsnye Vorota). Útbevágás a podpolozjei út kiágazása táján. — Gy.: BALOGH KÁLMÁN, 1989. — Foto: PELLÉRDY L.-né

eredeti (negatív) forma kimélyüléseinek megfelelő harántgátak tagolják (17.56 ábra). Szabályos elrendeződésüket olykor pikkelyszerű alakzatok vagy „kéve- és liliomszerkezetek” (17.57 ábra: A—C) közbeiktatódása tarkítja. Néha pedig keskeny gerinceknek a faágakéra emlékeztető, de áramlással szemközti elágazása figyelhető meg (17.57 ábra: D). DŽULYŃSKI és WALTON (1965) kísérletei szerint mind a pikkelyes, ormind a fa alakú formákat olyan áramlásirányú örvény párok hozzák létre, amelyek ellenkező irányban mozgó spirálisai az általuk szuszpendált üledéket kétoldalt keskeny gerincekké halmozzák fel; ezek a talpjegy hosszú, áramlásirányban összefutó, keskeny barázdáinak felelnek meg. Az utóbbiak közötti széles, áramlásirányban kihegyesedő gerincek viszont az örvénylásirányban közepén által kimosott sávokat jelzik. E gerincek (ill. barázdák) áramlásmenti vagy azzal szembenező elágazásait e spirálisok összeszűkülése vagy szétterülése okozza. A bifurkáció szöge, az áramlás intenzitása és sebessége közötti szoros kapcsolat miatt gyors áramlás esetén közel párhuzamos, lassú áramlás esetén összeolvadó gerincek képződnek.

e) A párnaszerű kimosásnyomok (pillow-like scour marks) olyan határozott irányítottság nélküli talpjegyek, amelyek valószínűleg a két áramlás találkozásakor kialakuló, sejtyszerű örvénylés hatására keletkeznek (17.58 ábra).



17.58 ábra. Párnaszerű nyomokba átmenő, hosszúkás áramlási barázdakitöltések DŽULYŃSKI—WALTON (1965) nyomán készült rajza



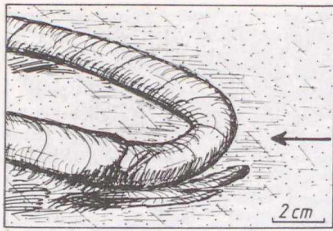
17.59 ábra. Eróziós csatornakitöltés vázlatja, DIMITRIJEVIĆ et al. (1967) nyomán

f) Az eróziós csatornák és kitöltéseik (channel casts) több m szélességű és kb. 1 m mélységű, néha kissé szabálytalan, máskor egyenes lefutású kimosásnyomok (17.59 ábra).

g) Az akadály körüli kimosásnyomok (obstacle marks) alakját és méretét az áramlás útját álló tárgy méretének az áramlás sebességéhez és turbulenciájához való viszonya határozza meg. E szerint két fajtájuk van (I. az I. kötet, 6.529. fejezettrészét is):

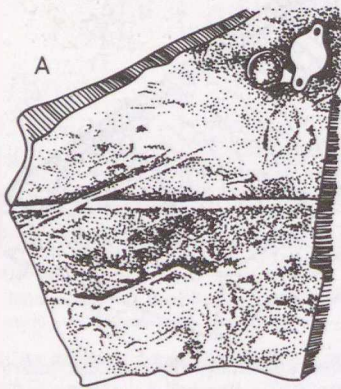
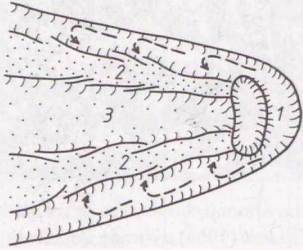
(1) Az áramlási félhold (crescent cast) a viszonylag nagy és széles akadályok (kavicsok, kagylóteknők) két oldalán kitérülő s az aljzatot sarló alakban erodáló áramvonalak hatására keletkezik, az akadály mögötti térség ellenben védett marad. Az ennek megfelelő talpjegy olyan félhold vagy sarló alakú, az áramlással szemben domború gerinc, amely belső mélyedést vesz körül (17.60 ábra).

(2) Hosszúkás akadálynyom akkor keletkezik, ha az akadály kicsiny, vagy az áramlás irányában megnyúlt. Ekkor az áramvonalak a tárgy mögött kotornak ki hosszúkás barázdákat. A kitöltési alakzat (talpjegy) csúcsán rendszerint az előidéző akadály is megtalálható.



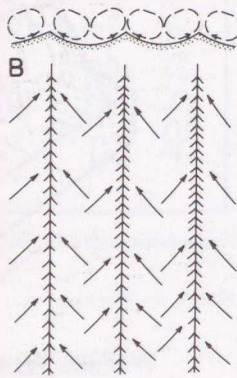
17.60 ábra. Fent: Áramlási félhold (kitöltés). — Vázlat DZULYŃSKI—WALTON (1965) nyomán. Lent: Kavics (sőtét) mögötti akadálynyom kialakulása jobbról balra tartó áramlásban SENGUPTA (1966) nyomán

1. Mélyedés. — 2. Homokgerinc: a gyors lerakódás színhelye. 3. Belső mélyedés: a lassú lerakódás színhelye.



17.61 ábra. A: Egyszerű karcolásnyomok alsó réteglapon, DIMITRIJEVIĆ et al. (1967) nyomán

B: A vonszolási fodrok keletkezésénél működő vízmozgás áramlásra merőleges metszetben s a réteg síkjában, COLLINSON—THOMPSON (1982) nyomán



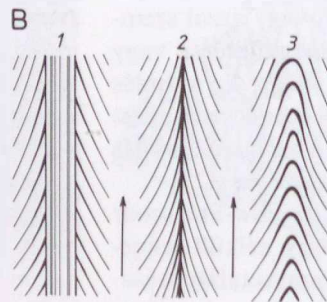
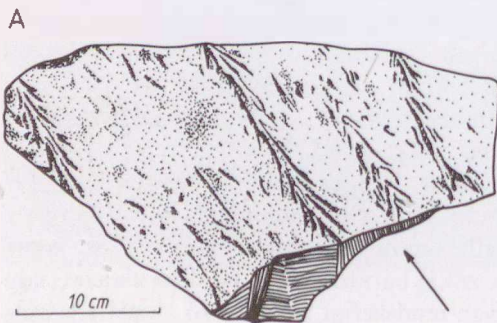
**17.23222 A tárgynyomok (tool marks) az áramlás által tovavonszolt durva üledékszemcsék (héjtörődék, halcsont, csigolya, faág, kavics vagy kőzettörmelék) által a vízfenéken karcolt vagy ütött bemélyedések, ill. azok kitöltései. Ezek minősége — folytonos**

vagy szaggatott volta — a fenék keménységétől, a tárgy alakjától és vonszolva, görgetve vagy szökellve szállításának módjától függ. Folytonosak pl. az egyszerű és a tollas karcolásnyomok; szaggatottak a döfési, visszalökődési, seprési, továbbá a szökellési és gördülésnyomok.

a) *A vonszolási nyomok (groove marks) hosszú, egyenes, változatlan szélességű és mélységű, egymástól szabálytalan távolságban levő bemélyedések (ill. azok kitöltései; 17.61 ábra: A). 1—300 mm szélesség mellett többnyire igen sekélyek. A szélesebbek több m hosszúságot is elérhetnek, és felszínüket hosszirányú vonalazottság díszítheti. A vonszoló tárgy mozgás közben elfordulása spirális díszítést hoz létre. A megfelelő talpjegyek oldalai általában élesek és egyenesek; ezért az áramlás irányát többnyire csak a nyom végződése árulja el. Kivételt csak azok a vonszolási jegyek jelentenek, amelyek oldalaihoz az áramlás irányába tekintő, ék alakú „vonzolási fodrok” csatlakoznak (17.61 ábra: B). A jegy vége attól függően kerekített, kihegyesedő vagy elcsavarodó, hogy a vízfenékhez súrlódó tárgyat az áramlás eredeti helyzetében vagy elfordulva emelte-e ismét a vízfenék fölé.*

b) *A tollas vonszolási nyomok (chevron marks) V-formájú, csúcukkal áramlásirányba néző „oldal-fodrok” egyenes gerinc menti csoportosulásai (17.62 ábra: A). A fodrok néha egy csatornaszerű központi bemetszésből egyforma erősséggel, szimmetrikusan indulnak ki. Máskor a központi csatorna hiányzik, vagy csak egy bemetsződés helyettesíti. Ismét máskor a fodrok csak az egyik oldalon fejlődnek ki. A V-alakú hegyes fodrokat az áramlás irányában igen gyakran U-alakúak váltják fel (17.62 ábra: B).*

E nyomok akkor keletkeznek, ha a fenékiszap felszínét borító, vékony, félkemény hárttyát valamilyen víz sodorta tárgy felhasítja, s az iszapfilm szélei a tárgy mögötti örvénylés szívó hatására feltüremlenek. Ha a tárgy felemelkedik, a deformáció gyöngül, s a V-alakzatok U-alakúakká válnak. A központi csatorna nélküli alakzatok keletkezésekor a tárgy nem érintkezik a vízfenékkal, szívóhatása is csak az iszapfilm V- vagy U-formájú bemetszéseire elegendő.



17.62 ábra. A: Tollas vonszolási nyomok DIMITRIJEVIĆ et al. (1967) nyomán

B: A tollas vonszolási nyomok fő típusai CRAIG—WALTON (1962) nyomán

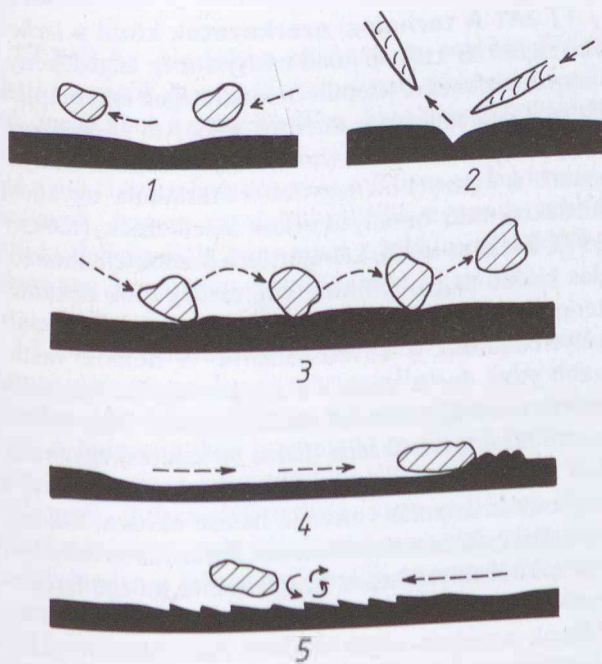
1. Csatornás, 2. bemetszéses, 3. U-alakú változat.

c) A *dőfésnyomok* (prod marks) olyan áramlásirányban kimélyülő, hosszúkás, félkúpos vagy háromszögű mélyedések kitöltései, amelyeket valamilyen hegyes tárgynak (tornyoscsigaháznak, héjtöredéknek, halcsontnak) a félkemény iszapba nyomódása idéz elő (17.63 ábra). A legnagyobbak hosszúsága 10 cm, mélysége 1 cm. A nyomok alakja, hosszirányú szimmetriája szerint a tárgy viszonylag meredek szögben dőfődött az iszapba, és meg is állt, mielőtt újra föl-emelkedett volna. A nyom „csóvá”-jának kiszélesedése a bedőfődő tárgy egyidejű elcsavarodását bizonyítja.

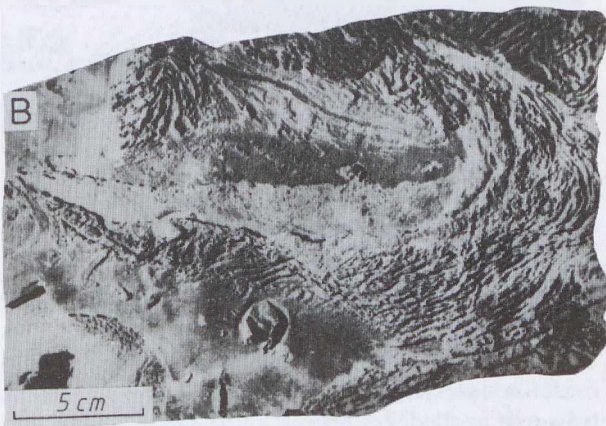
d) A *visszapattanási nyom* (bounce mark) kicsiny beesési szög mellett a viszonylag kemény vízfenékről az áramlásba visszalökődő tárgyak max. 5 cm hosszú, többnyire szimmetrikus nyoma. E nyom a közepén a legmélyebb (ill. legmagasabb), mindkét vége felé kihegyesedik. Ha aszimmetrikus, akkor hosszmeteszetének meredekebb lejtője néz áramlásirányba (17.64 ábra: A).

e) A *torlódási nyom* (brush cast) a tárgynak a vízfenékhez dörzsölődése folytán jön létre; a kialakult hosszúkás mélyedést (ill. kiemelkedést) áramlásirányban feltorlódott iszapredők veszik körül (17.64 ábra: B).

f) A *szökellésnyomok* (skip marks) a bukfencező, pörgő és szökellő mozgást végző, többnyire izometrikus tárgyak (pl. halcsigolyák) egymástól szabályos távolságban ismétlődő, hasonló alakú ütközési és víz-



17.63 ábra. Ütközési (1), dőfési (2), többszörös ütközési (3), horzsolási (4), tollas vonszolási (5) nyomok keletkezési vázolata, DIMITRIJEVIĆ *et al.* (1967) nyomán



17.64 ábra. A: Dőfésnyomok az észak-kárpáti flis oligocén korú krosnói rétegeiben. — Lengyelország: Wetlina. — DŻULYŃSKI *et al.* (1972)

B: Torlódási nyom középső-triász márga réteglapján. — Alacsony Tátra: köfejtő Donovalytól KDK-re 1/2 km-re. — Ex: Mišik (1968). — Foto: OSWALD, L.

szapattanási nyomai (ill. azok kitöltései). Szabálytalan körvonalú tárgynak a szökellésnyomai is szabálytalanok. Gördülésnyomról (roll mark) akkor beszélünk, ha a benyomódások kis távolságokban, láncszerűen sorakozva követik egymást (17.65 ábra).

g) *Folyásos tárgynyomok* (rilled tool marks) akkor keletkeznek, ha a fenékiszapnak a felszíni film alatti, még hígfolyós része a beléütköző tárgy tépte bemesztéseken át feltörve kicsiny erecskék alakjában folyik le a tárgynyomok oldaláról.

17.23223 Az áramlás okozta deformációk a fenékáramlás nyíró hatása alatt keletkezett, annak irányára harántos, szimmetrikus vagy aszimmetrikus iszapredők és -rácok. Kísérletek szerint puha aljzaton mélyebb, keményebb aljzaton sekélyebb rácok jönnek létre.



17.65 ábra. Halcsigolya gördülésnyomai. — Krosnói rétegek: oligocén. — Lengyel Kárpátok: Wetlina. — Ex: DŻULYŃSKI *et al.* (1972)



17.66 ábra. Legyezőszerű nyom. — DŻULYŃSKI—WALTON (1965) nyomán készült rajz

**17.23224 A kombinált talpjegyek az áramlásal kapcsolatban álló, de azzal nem feltétlenül egyidejű, s az eddig tárgyalt csoportok egyikébe sem sorolható formák.** Az ide tartozó *legyezőszerű nyomok* (frondescent casts) rendszeren hosszúkásak és áramlásirányban elágazók (17.66 ábra). Felső részükkel áramlásirányban sugarasan elágazó barázdák haladnak csipkés szegélyük felé. Orientációjuk tehát a lilomszerkezetekének, elágazásuk módja pedig a fa alakú gerincekének éppen ellentéte. Keletkezésüket úgy magyarázzák, hogy a zagyáramnak a még lágy fenékiszapba besüllyedő hordaléka az első szilárdabb fenékfelületen a besüllyedés helyéről kiindulva sugárirányban szétterül.

## 17.24 AZ ELSŐDLEGES DEFORMÁCIÓS SZERKEZETEK

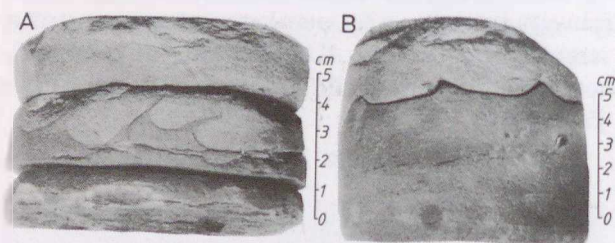
Ezek köre a gyöngere rétegzési zavaroktól a teljes összetöredezéssel párosult breccsásodásig, az iszapfolyáson át az üledékes telérek képződéséig sokféle — a réteglapokon kívül a réteg belsejét is érintő — elváltozást ölel fel. E szerkezetek egy része az ülepítő medence fenekének lejtőjén kialakult gravitációs tömegmozgás, más része az oldalirányú tömegáthelyeződés nélküli gravitációs hatások eredménye. Ismét más deformációkat az áramlás és a már lerakott üledék közötti súrlódás hoz létre. Minden esetben nagy szerepet játszik azonban az üledék folyósodása (I. kötet, 4.34. fejezet).

Az üledékképződéssel egyidejű vagy közel egyidejű alak- és szerkezetváltások elvileg különböznek minden, a réteg megszilárdulását követő mechanikai, kémiai és hő- vagy fagyhatásra kialakult deformációtól. A két deformálatlan réteg közötti képlékeny üledékdeformáció általában jól el is választható a vastag réteggoszletekre kiterjedő, utólagos tektonikus és atektonikus tömegmozgásoktól. Például egyes rétegek üledékfolyósodás okozta kaotikus konvolúcióját — a

terület nagyobb szerkezeti formáitól való függetlensége alapján — biztosan el lehet különíteni az ugyancsak egy-egy rétegre szorítózkodó, de tektonikus eredetű vonzolt redőktől. Az üledékes deformációkat gyakran azokkal közel egyidejű eróziós felület zárja le. Az üledékes vetők fölfelé és lefelé is elvégződnek, zárt felületeiken sem utólagos repedéskitöltések, sem járulékos közetrések nincsenek.

A képlékeny üledékdeformáció a lerakódási szerkezetek módosítása mellett a friss üledék állapotáról, csúszás és rogyás esetén pedig a medencefenék helyi lejtéviszonyairól is tájékoztat.

**17.241 A terhelési szerkezetek közül a terhelési zsebek és zsákok** (load casts) a még engedékeny, iszapos vízfenékre települt homokrétegek fekvőlapján látható kitüremlések és dudorok (17.67 és 17.68 ábra). Ezek általában a nehéz (homokos) szuszpenzió anyagának a könnyebb (nagyobb víztartalmú, agyagos) üledékbe való besüllyedésekor keletkeznek (KÓKAY 1973; BALOGH 1973). Létrejöttük a homokfelhalmozódás kisebb-nagyobb (mm—cm, esetleg több dekaméter nagyságrendű) egyenlőtlenégei miatti differenciált súlyeloszlásnak a következménye. A homok vastagabb vagy durva szemcsékben gazdagabb (nagyobb súlyú) részleteinek besüllyedését a fekvő iszap fölfelé nyomuló *lángszerkezetek* (flame structures) egyenlítik ki (17.67 ábra: A). Az utóbbiak feltűnően egyirányú hajlását az áramlás vonzó hatása okozza. Számos terhelési zseb és zseb a kimosási barázdákba rakódott homok túlsüllyedése, az iszapfelszínen mozgó ferdelemez homokfodrok elnyelődése révén képződött. Mások azonban olyan teljesen sima felszínre rakódott, egyenletes vastagságú homokréteg egyes részeinek besüllyedése révén keletkeztek, amelyet — pl. földrengés vagy hullámverés okozta — rázkódás ért. Elnyelődésekor a homok eredeti szerkezete természe-



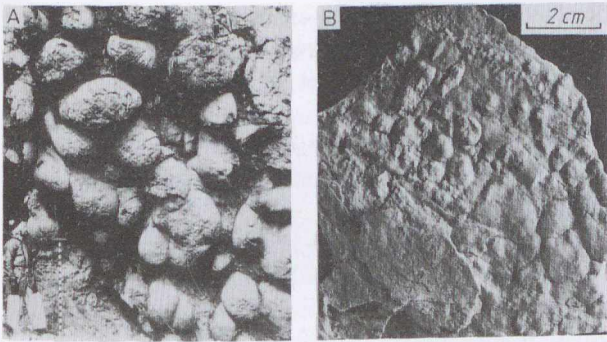
17.67 ábra. Terhelési és lángszerkezetek

**A:** Szürke aleurolitra települt világosabb színű, finom- és aprószemű homokkő érintkezése

Az alsó-pannon ösleszt magasabb részéből. — Algyő-82. sz. mélyfúrás: 2485,22—2485,30 m. — Ex: BALOGH K. (1973). — Foto: KISS LAJOS.

**B:** Ugyanaz, kisebb lángszerkezetekkel

Algyő-82. sz. mélyfúrás: 2486,12—2486,21 m. — Ex: BALOGH K. (1973). — Foto: KISS L.



17.68 ábra. A: Nagy méretű terhelési zsákok a paleogén korú Sitka-lidak Formáció turbiditrétegének talpán. — Alaszka: Kodiak-sziget. — Az AAPG Bull., 65, 8. (1981) fedőlapja nyomán

B: Apró terhelési dudorok eocén flis homokkőlemezen. — ÉK-i Kárpátok: Alsóverecke, útbevágás. — Gy.: BALOGH KÁLMÁN. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

tesen deformálódik. Több homokfodor egy helyen történt besüllyedésekor sajátos, nyalábszerű alakzatok képződnek (17.69 ábra).

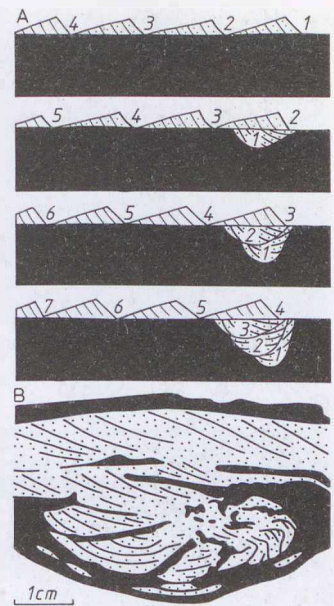
Az *álkonkréciók* lemezes homokkőnek agyaggalába mélyedő, lefelé domborodó, változatos (0,1—1,0 m) hosszúságú, párnaszerű tömegei. A homokkőnek a szerkezet körvonalával fölfelé görbülő lemezei olykor kapcsolatban maradnak az „anyaréteg” lemezeivel, máskor csak vékony, köldökzsínorszerű nyúlvány utal származásukra. A kapcsolat teljes megszakadása, vagy a fedő homokrégteg elmosódása esetén azonban mintegy úsznak az őket körülvevő agyaggalában (17.70 ábra).

**17.242 Az üledékes törések és vetők** a víz alatti rogyások és suvadások helyein, tehát ott jelennek meg, ahol a friss üledékre ható húzófeszültség túllépi a képlékeny alakváltozás határát. Alulról fölfelé nyíló tágulási hasadékaikat sohasem utólag kivált ásványok, hanem az alulról beléjük nyomult iszap tölti ki. Jellemzőjük, hogy mind a fedő, mind a fekvő irányában hamarosan elvégződnek.

**17.243 A homokinjekciók** a mélyebb helyzetű homokrégteg vagy -lencse pórusvizében a fedőréteg ránehezedése folytán létrejött túlnyomás következményei. A hidrosztatikait meghaladó nyomás következtében ui. a réteg anyaga labilis állapotba kerül, és földrengés, differenciált terhelés vagy zagyáram súroló hatására — már 1°-nál alig nagyobb lejtőn is — folyósodva a felette levő kisebb nyomású rétegbe nyomul. Ez pedig a következő finomszerkezetek valamelyikének létrejöttét eredményezi:

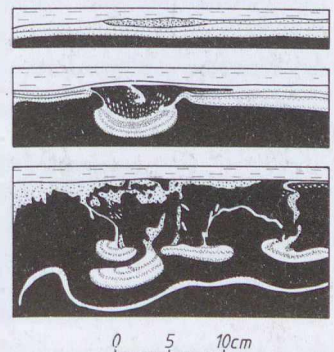
a) *A homokkőtölerek* (sand dikes) a *pélites rétegek* merőleges metszeteiben látható — néhány mm és több decaméter közötti magasságú, változatos formájú — benyomulási alakzatok. Az alsó folyósodott ho-

17.69 ábra. Áramlási fodrok (1—7) elnyelődésének folyamata (A) és eredménye (B). — Kliwa Homokkő: oligocén. — Lengyel Kárpátok. — DŽULYNSKI—KOTLARČYK (1962) nyomán

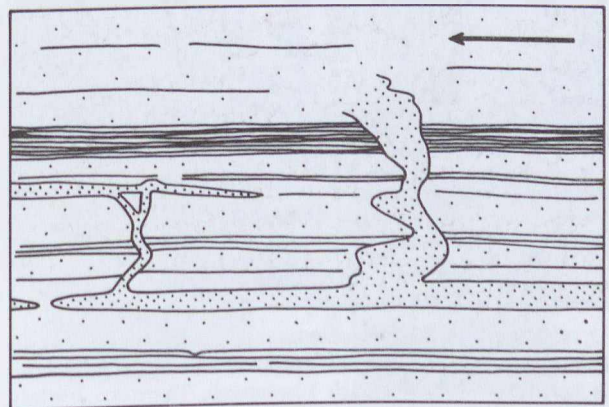


17.70 ábra. „Köldökzsínoron” függő álkonkréciók kialakulásának három stádiuma KUENEN (1965) szerint

Pontozta: homok(kő). — Felette: agyag(pala).

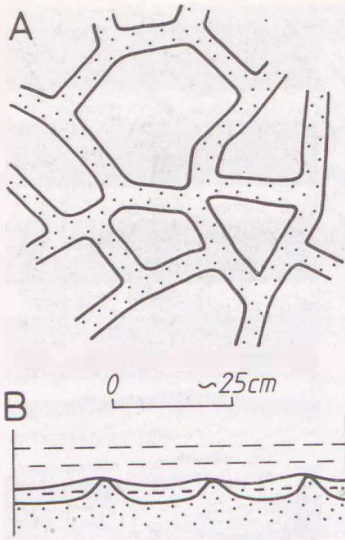


mokrégteggel való összefüggésük alapján viszonylag könnyen felismerhetők (17.71 ábra). Kialakulásuk a homok-, ill. az aleurit- vagy agyaglemezek gyors lerakódásához kötődik, mert ez az infauna távoltartása-



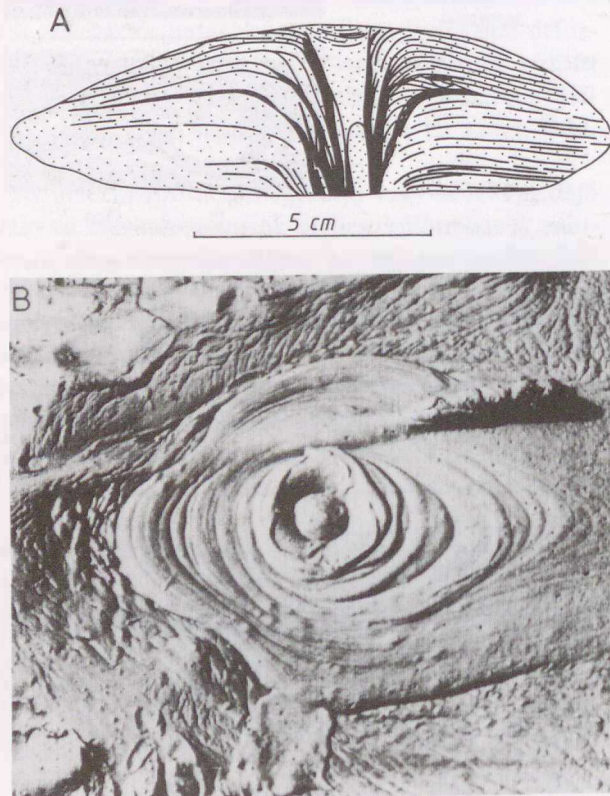
17.71 ábra. Homokkőtölerek és teleptölerek vázlata

Az alsó homokrégteg folyósodott anyaga részint áttöri a felette levő rétegeket, részint teleptölérszerűen reked meg bennük. — ĐIMITRIJEVIĆ et al. (1967) nyomán.



17.72 ábra. Példes rétegbe hatoló homokpoligonok alaprakza (A) és szelvénye (B) vázlatosan

val elősegíti a homok póruszivének foglyul ejtését. A túlnyomóan agyagos rétegsorokban található, nagy méretű homokkötélek hasadécai azonban az üledékképződés közbeni földrengések — tehát a szinsze-



17.73 ábra. A: Víz alatti csuszamlás tetején kifejlődött homokvulkán tengelymetszete a központi csatornával. — Namuri agyagpala és homokkő. — Slieveardagh köszénmező, Tipperary, Írország. — NEVILL (1957) nyomán

B: Jelenkori iszapvulkán felülnézete. — RICCI-LUCCHI, F. R. (1970) fényképe

dimentációs tektonika — számlájára írhatók. Az ismert legnagyobb homokkötélek egyikének szélessége DILLER (1890) szerint 11 m, hosszúsága pedig 14,5 km.

b) A homokkő-teletelék (sandstone sills) a folyósodott homok réteglap menti benyomulása révén keletkeznek (17.71 ábra).

c) A homokpoligonok a közepes szemcsenagyságú homokkőrétegek fedőlapjaiból kiinduló és szabálytalan sokszögű alakzatokban a fedő péltékbe hatoló, rövid homokfelynyomulások. A száradási repedések kitöltéseitől víz alatti keletkezésük és alulról történt kitöltődésük révén különböznek (17.72 ábra).

d) A homokvulkánok mindig fedőlapon mutató dombocskáinak átmérője 2—10 cm, magassága többnyire 1,5 cm. A tetejükön látható kis kráter a felynyomult anyag foszlányait tartalmazó csatornában folytatódik. Ezeket a formákat az iszaplakó férgek és rákok (pl. a *Callianassa*) lakócsöveinek nyílása körüli, ugyancsak fedőlapi dombocskáktól főleg a keresztmetszetük alapján lehet megkülönböztetni. Az olyan nagyon kicsiny homokvulkánokat, amelyek kráterei szabálytalan elhelyezkedésűek, a rétegből kiszabaduló gázbuborékok hozzák létre (17.73 ábra: A).

e) Az iszapvulkánok néhány cm és néhány m közötti átmérőjű, többé-kevésbé kör alakú képződmények (17.73 ábra: B). Vízrel átitatott pélt-anyagukat a rétegek folyósodása vagy suvadás okozta megpréselődése egy központi csatornán át hozza felszínre.

**17.244 A konvolúció** (convolute lamination; Wickel-struktur) kifejezést a keskeny gerincű antiklinálisokból és széles, lekerekített szinklinálisokból álló, túlnyomórészt vertikális tengelyű, rétegen belüli gyüredzettségre alkalmazzuk. A jelenség 0,1—1,0 m vastagságú, vastagságváltozás nélkül 100—120 m távolságig követhető rétegekben fejlődik ki. Ezek túlnyomó részének anyagát nedves állapotban könnyen folyósodó, igen finom szemű homokkő- és durva (néha agyagos) aleuritlamezek alkotják (17.74 ábra). A redők magassága a nem-deformált aljzat vagy egy rétegen belüli szint fölött lenyíródás nélkül növekszik. A redők még a réteg fedőlapja alatt elsimulhatnak; gyakran azonban a fedőlap eróziós határként fejezi le a redőket. A redők hullámhossza a réteg vagy a deformált öv vastagságával változhat; ennek ellenére kifejlődésük jellege ugyanazon egységen belül akár 750 km<sup>2</sup>-en át is hasonló maradhat. A konvolúció turbidittek (pl. a flis), árapálysíkságok, folyami árterek, övzátonyok, delták keresztretegzett, valamint egyenesen vagy fordítva gradált, horizontális lemezességű rétegekben egyaránt megjelenhet. SANDERS (1960), FÜCHTBAUER (1970), ALLEN (1980), REINECK—SINGH (1980) összefoglalásából kivethetően a konvolúció poligenetikus jelenség. Alapfeltétele a folyósodásra hajlamos

üledék szemcsekoncentrációjának és tömegsűrűségének a gyors felhalmozódás miatti egyenlőtlensége:

(1) Ha az üledék ebből származó instabilitásának kiegyenlítése már ülepedés közben megindul, akkor a szinklinálisokat alkotó lemezsoportok az antiklinálisok felé eróziósan kiemelkednek, és gyakran az antiklinálisok gerincei is lenyesődnek.

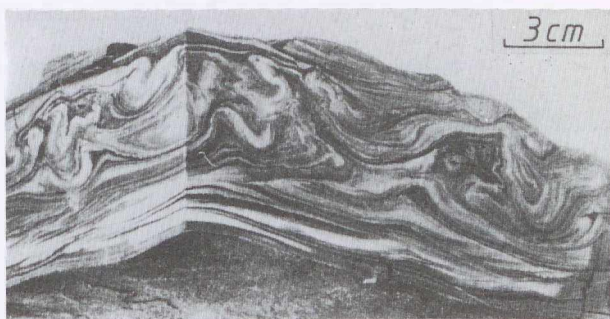
(2) Ha a kiegyenlítődé a leülepedés befejezése előtt vagy közvetlenül az után következik be, akkor a redők teteje lenyesődik, s az antiklinálisok felett homokvulkánok képződnek; szorosan a felső eróziós felszín alatt pedig egy belső eróziós felszín is megjelenhet.

(3) A konvolúció leülepedés utáni formáját az eróziós diszkordanciák hiánya s a redők amplitúdójának a réteg talpa, ill. teteje irányában való csökkenése jellemzi (17.75 ábra).

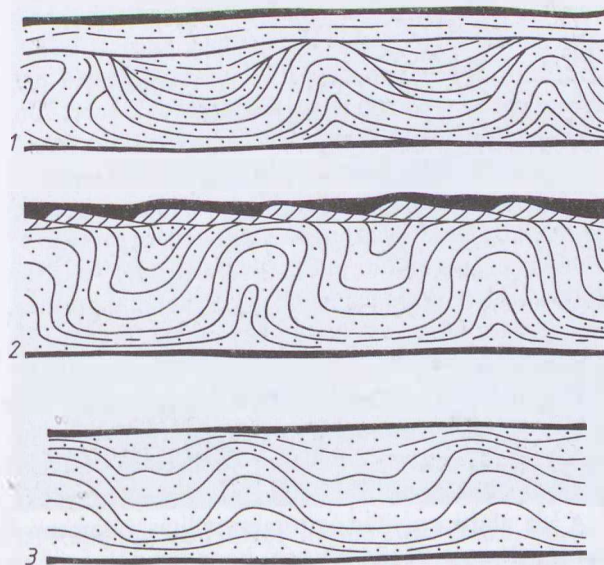
A jelenség kiváltó oka lehet: a) a finomabb szemcséjű lemezek anyagának rengéshullámok hatására bekövetkezett folyósodása; b) a fekvő réteg folyósodott lemezeinek a rátelepülő homokfodrok hullámvölgyeibe való préselődése; c) a homokfodrok gerinceinek le-süllyedése; d) a zagyáramlás örvényeinek vonzózó hatása; e) terhelési zsebek képződése.

**17.245 A tányérszerkezetek** (dish structures) homokos rétegek belsejét a réteggéssel párhuzamosan megosztó, fölfelé homorú, sötét színű, fölfelé homokosabbá váló, agyagos lemezek. Szélességük néhány cm és > 50 cm között változik. A „tányérokat” vertikális irányú, masszív homok(kő)csíkok („oszlopok”: pillars) választják el egymástól. A „tányérok” görbültsége ugyanabban a rétegben a fedő felé növekszik, szélességük pedig csökken. Az egymás mellé sorakozó tányérszerkezetek a megszakadó, görbült párhuzamos (vagy nem-párhuzamos) lemezesség iskolapéldái. A turbiditeknek, a kontinentális lábazat szárazföld felőli részének, a deltafrontoknak s az alluviális hordalék-kúpoknak a durva kőzetlisztes és homokos, egyenesen gradált üledékeiben gyakoriak. Olyan helyeken jelennek meg tehát, ahol gyors lerakódású szakaszok csökkent üledékképződésű szakaszokkal váltakoznak. A képződésükre vonatkozó többféle hipotézis közül (l. REINECK—SINGH 1980) a LOWE—LO PICCOLOÉ (1974) tűnik legegyszerűbbnek. Eszerint e szerkezeteket a gyors lerakódás miatt folyósodásnak és fluidizációnak alávetett üledék megszilárdulás közbeni vízvesztése hozza létre. A homokrétteg aljáról kiszoruló víz az egyes agyagos közbetelepülések alatt azok egy-egy gyöngeségi pontjáig horizontálisan mozog. E pontokon áttörve az „oszlopok”-on át szökik fölfelé, miközben az áttört agyaglemezek szélét fölhajlítja (LOWE 1975; LEEDER 1982).

A LOWE—LO PICCOLO-féle modell azonban csak akkor alkalmazható, ha az agyagcsíkoknak a homokos üledék közé való elsődleges települése legalábbis valószínű (17.76 ábra). Azonban az egymástól 1—8 cm függőleges távolságban lévő, lépcsőzetes elrendezésű, alul élesen elhatárolódó, és felhajló oldalukkal a felettük

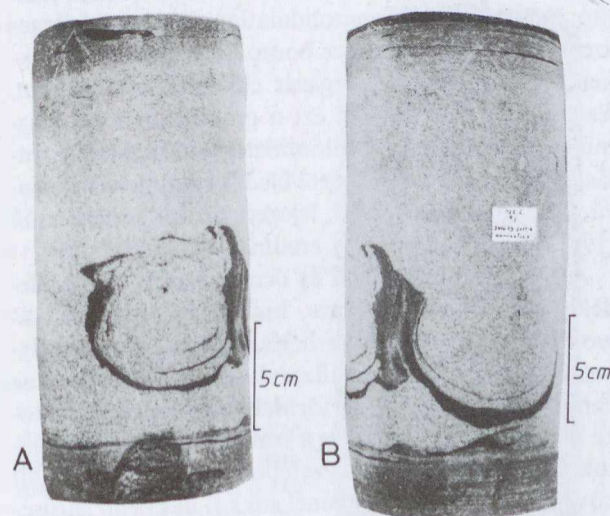


17.74 ábra. Konvolúció felső-devon rétegekben. — EINSELE (1963) és FÜCHTBAUER (1970) nyomán



17.75 ábra. A konvolúció kialakulásának három lehetősége, ALLEN (1977) nyomán

1: Leülepedés közben, 2: a leülepedés befejezése előtt vagy közvetlenül azt követően, 3: leülepedés után később létrejött konvolúció.



17.76 ábra. Tányérszerkezet (A, B) a Szeged-2. sz. mélyfúrás 2416,19—2417,16 m közötti pannon homokkóréttegében. — Ex: BALOGH K. (1973). — Foto: KISS L.

levő „tányér” alját érintő, belső szerkezet nélküli, lapos „tányérok” képződését (17.78 ábra) már nehéz lenne a porúsvíz egyszerű megszökésével magyarázni. Az ilyenek keletkezését ALLEN (1982) az enyhén kohéziós, de vízzel telített, durvaszemű rétegben ülepedés közben képződött üregekkel hozza kapcsolatba. Szerinte az enyhén kohéziós homoknak az üreg mennyezetéről való leszakadása következtében az üreg fölfelé harapózik. Az üreg aljára hulló homok pedig mintegy kiszűri az üreg vízében diszpergált finom szemcséket. Az utóbbiak a homoktömeg középső részén dúsulnak. Mivel a homoktömeg által kiszorított víz a tömeg szélén távozik, vonszoló hatásánál fogva annak szegélyét fölfelé hajlítja. Másrészt ez a víz lenyesi a kialakuló tányérszerkezet tetejét, és az üreg alját alkalmasra teszi az újabb „tányérok” befogadására.

**17.246 A víz alatti gravitációs üledékmozgás** különböző fajtái az egyszer már nyugalomra került, de többnyire még teljesen meg nem szilárdult üledékanyag áthalmazódását és újraülepedését (re-sedimentation) eredményezik. Felismerésük azért fontos, mert általában olyan sekélyebb-vízi képződmények közbeiktatásával szakítják meg a nagyobb mélységek lerakódásait, amelyek itteni elsődleges leülepedését a környezeti viszonyok kizárják. E „térídegen” képződmények valódi jellegének kiderítése nemcsak azok korábbi litológiai minősítését változtatja meg, hanem egészen új rétegtani, faciológiai, ősföldrajzi, paleotektonikai és fejlődéstörténeti megállapításoknak is forrása lehet. *E mozgások kiterjedésének és termékeinek körvonalazása tehát a modern víz- és szénhidrogénkutatást megalapozó medenceanalízis számára is döntő jelentőségű.*

A víz alatti gravitációs tömegszállítás valamennyi típusának az a közös bélyege, hogy bennük nem az áramló vagy hullámozó víz ragadja magával az üledék szemcséit, hanem fordítva: a széthulló üledék a közbe zárt vízrézecsskéket. A tavi vagy tengeri üledékgyűjtő lejtőinek még nedves állapotú s a nehézségi erőterben elmozduló tömegeihez keveredett víznek itt nem szállító, hanem a még konszolidálatlan üledék elsődleges szerkezetét alkotó részeire bontó, térfogatsúlyát csökkentő, szemcséinek mozgását elősegítő szerepe van. Ezért az újraülepítésnek ezt a gravitációs mechanizmusát élesen meg kell különböztetnünk a fenékáramlás, vagy a hullámozás okozta üledékáthalmazás *konturritok* (I. kötet, 9.22. és 9.3. fejezet), ill. *autigén breccsák* (19.4. fejezet) képződését eredményező válfajaitól.

A deltafrontok, a tavi és óceáni lejtők labilis üledéke föld- és tengerrengés, hullámverés, vihardagályok, cunamik, vagy túlterhelés hatására jön mozgásba, és csak a lejtők alján állapodik meg. Mozgása és az ennek nyomán kialakuló formakincs — a zagyáramoké kivételével — lényegileg a szárazföldi tömegmozgásoknak az I. kötet 4. fejezetében ismertetett módjait követi. A víznek a levegőnél sokkal nagyobb sűrűségét és ellenállását ui. az üledékhez keveredett részeinek nagyobb emelő és csúsztató képessége ellensúlyozza. *A víz alatti gravitációs tömegszállítás* (subaqueous

mass gravity transport) számos átmenettel összekötött fő típusai KOVÁCS (1987) kritikai összeállításának csekély módosításával a következőképpen jellemezhetők.

**17.2461 A víz alatti kőomlás** (rock fall) a lejtő magasabb részét alkotó szilárd kőzettömbök vagy rideg törmelék lezuhanása. Üledéke a *lejtő-, előzátony- és megabreccsa* (I. kötet, 4.9 és 10.57 ábra). Lejtőalji gördülő mozgás közben kő- vagy törmelékfolyássá alakul (I. az I. kötet 4.31. és 4.33. fejezetét is).

**17.2462 A víz alatti üledékcsúszás** (sliding) az eredeti üledékszerkezetüket megőrző, tömör üledéktömegeknek talpi nyírófelület mentén, rotáció nélkül végbemenő, egyszerű lesiklása (vö.: I. kötet, 4.2 ábra).

**17.2463 A víz alatti üledékcsuszamlás** (slumping) az ívelt felületek mentén eredeti összefüggésükből elfordulva (rotálva) kiszakadt, még meg nem szilárdult (agyagos) üledéktömegeknek egy talpi nyírófelület mentén végbemenő és — húzási szerkezetek mellett — az anyag képlékenysége miatt szinszedimentációs gyűrődést és pikkelyeződést eredményező mozgása. E jelenségnek a lejtő magasabb részére eső kezdete a *szárazföldi suvadás* vagy *földfolyás* (earth flow; pl. EISBACHER—CLAGUE 1984; I. kötet, 4.4 és 4.5 ábra) szakadási felületeinek, lejtőalji része pedig a suvadás nyelvének a képét idézi. A víz alatti üledékcsuszamlás méretei természetesen a suvadásénál sokkal nagyobbak. Az üledékcsuszamlás (17.77 ábra) az üledékszerkezet meghagyásával változtatja meg a rétegek települését. Az üledékszerkezet szétesésével az üledékcsuszamlás üledékfolyásba megy át (17.78 ábra).

A csúszás vagy csuszamlás révén fiatalabb üledékek közé elszórtan beagyazódó, dm—100 m nagyságrendű, idősebb kőzettömbök neve *olisztotrimma* (= „csúszott kőzettöredék”). A hasonló helyzetű, de nagyobb méretű (100 m—km átmérőjű), lapos, lepényszerű kőzettetek neve *olisztoplaka* (= „csúszott lemez”); ezek RICHTER (1973) szerint az előretolódó tektonikai takarók homlokáról lecsúszva ágyazódtak az ülepitő medence turbidites rétegei közé. A mélyvízi turbiditekre a gravitációs tektonizmus zárószakaszában takarószerűen rácsúszott, nagy kiterjedésű kőzettömegeket *olisztonappa* néven különböztetik meg mind a szinszedimentációs tektonika említett megnyilvánulásaitól, mind a jóval később keletkező áttolódásos takaróktól (SCHWAB 1979).

Ha az olisztotrimma és az azt körülvevő üledék között nincs jelentős korkülönbség, akkor azt formáción belüli, *intra-olisztosztrómának* nevezik.

**17.2464 A gravitációs üledékfolyás** (sediment gravity flow) a vízzel átitatott üledéknek az eredeti rétegzettség széthullását eredményező mozgása:

(a) *Törmelékfolyás* (törmelékár; debris flow; I. kötet, 4.35. fejezet) esetén a belső szerkezetüket még megőrző törmelékdarabok mintegy úsznak az őket fenntartó zagyban, s az ebből képződött finomabb szemű alapanyagban. Elegendő iszaptartalom esetén a jelenség nagyjából egységes tömegmozgássá válik, és víz hozzákeveredése útján zagyárammá fejlődik.

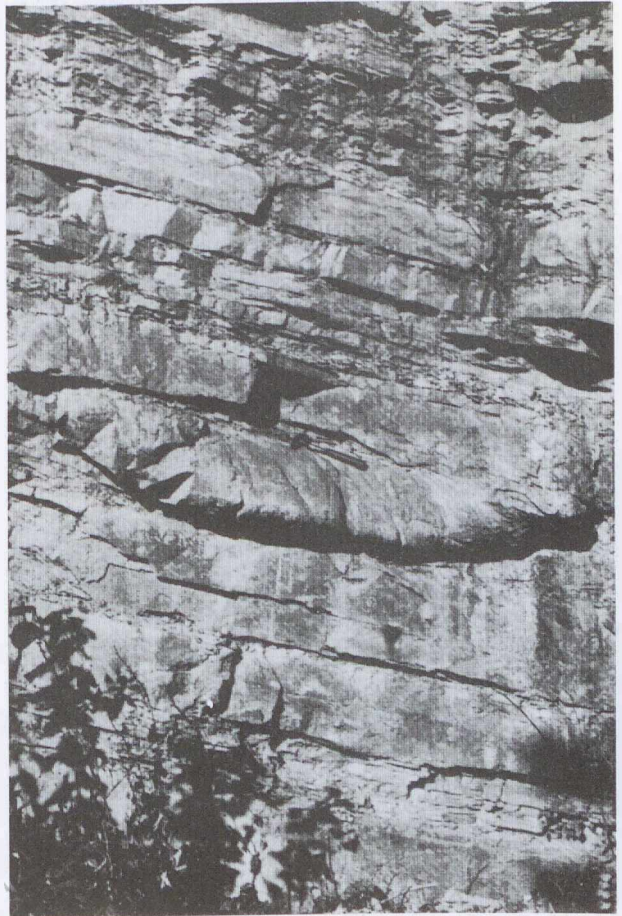
(b) *Iszapfolyás* (mudflow): durva törmelék nélküli üledékfolyás (I. kötet, 4.35. fejezet).

A törmelék- és iszapfolyás által fiatalabb üledékek közé iktatott, idősebb vagy idegen kőzetdarabokból álló, rétegszerű közbetelepülések neve *olisztosztróma* (= csúszott réteg; I. kötet, 4.35. fejezet). E dm és 1 km közötti vastagságú, konglomerátum- vagy breccsaszerű betelepülések rendszerint bőséges, agyagos, meszes, homokos vagy tufás alapanyagában a különböző kőzetdarabok — az *olisztolitok* — egymás érintése nélkül, teljesen osztályozatlanul helyezkednek el. Az alapanyag mennyiségének csökkenésével vagy hiányával azonban ezt az *alapanyagvázú* (matrix supported) szövetet az *olisztoszínagma* (slide conglomerate) *szemcsevázú* (grain supported) szövete válthatja fel (17.79 ábra: A). A formáción belüli olisztosztrómát *intra-olisztosztrómának* nevezik.

Olisztolitoknak szűkebb értelemben csak az olisztosztrómák kőzetdarabjai volnának tekinthetők. Gyöngye feltárások esetén azonban — amikor az idegen kőzettest eredete nem tisztázható — annak általában olisztolitiként való megjelölése megengedett (I. kötet, 4.26 ábra).

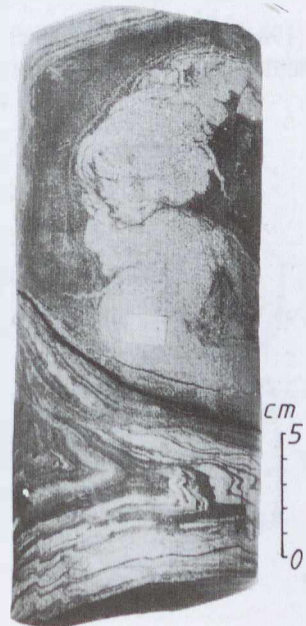
Az olisztosztrómát a hasonló, de tektonikus eredetű melanzstól (mélange) az különbözteti meg, hogy az utóbbi mind a fekvőjével, mind a fedőjével tektonikus nyírási felületek mentén érintkezik, s nemcsak a belé zárt kőzettömbök vannak összetöredezve, hanem a mátrixa is erősen nyírt (PAGE 1978). Az utólag tektonikus nyírást szenvedett olisztosztrómát természetesen már nem lehet a melanzstól (17.79 ábra: B) biztosan elkülöníteni.

(c) *Szemcsefolyás* (grain flow) esetén a kohéziótlan törmelékanyagot szemcséinek ütközése tartja fenn; eközben a diszperziós nyomás hatására a durvább szemcsék fölfelé szorulnak: az üledék fordítva gradálttá válik (I. kötet, 4.33. fejezet). Jellemzi, hogy a szemcseközi fluidum ugyanaz, mint amelyben a szemcsefolyás mozog. *Változatai*: az eredeti szerkezetű kőzetdarabokat tartalmazó *kőfolyás* vagy *kőlavina* (rubble avalanche) és a *kavicsfolyás* (gravel flow); ezek üledékei az *intraformációs breccsák* és *konglomerátumok*, valamint az *olisztoszínagmák*. A *homokos szemcsefolyás* (sandy grain flow) *fluxoturbidit* (I. kötet, 4.3424. fejezetrész), vagyis kimosási felületre települő, de áramlási talpjegyek és belső lemezesség nélküli, gyengén, ismétlődve vagy fordítva gradált, durvaszemcsés (kavicsos) vagy agyagos-meszes homokkővet hagy hátra. Ez az eredési hely közelségére utaló sajátosság azonban a proximális flisritmusokat bevezető konglomerátumokat is jellemzi. Ezért *ŚLĄCZKA* és *THOMPSON*



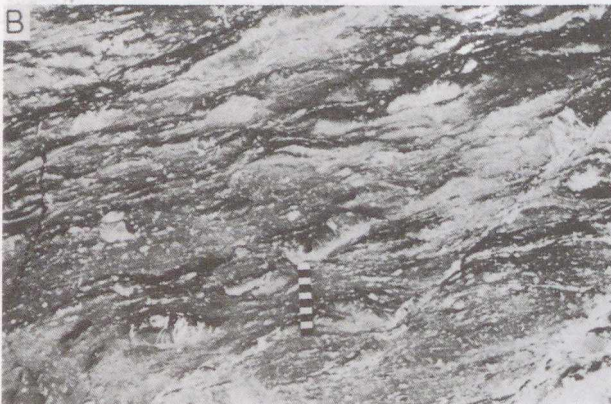
17.77 ábra. Víz alatti suvadás (rogyás) nyelve ciklikus felépítésű, homokos-aleurolitos-agyagos turbiditben. — Flisszerű gosau-réteg: felső-kréta

Felhagyott kőfejtő a Kainach közelében levő Freisinggrabenben (Ausztria). — A kalapács hossza 28 cm. — Ex: GRÁF (1974). — Foto: KREBERNIK, R.



17.78 ábra. Víz alatti üledékesülés okozta gyűrődéses deformáció agyagos aleurolit és világosszürke aprószemű homokkő eredetileg párhuzamos-horizontális réteglemezeiben. A kép közepén örvénylabdaszerű homokkőcsomók

Hődmézövásárhely H-1. sz. fúrás: 5654,00 — 5654,30 m. — Bädeni emelet. — Ex: BALOGH K. (1973). — Foto: KISS L.



17.79 ábra. A: Olisztoszínagma különböző színű mészkő- és paleorilit-darabokkal

Rudabányai-hegység; Perkupa, a Telekes-oldal jura agyagpalájának rétegszerű közbetelepülése. — Felületi csiszolat. — Gy.: DR. KOVÁCS SÁNDOR. — FOTO: PELLÉRDY L.-NÉ.

B: Tektonikus melanzs a Dél-Orkney szigetekhez (Nagy-Britannia) tartozó Frederikson-szigetetről. — Ex: STOREY—MENEILLY (1983)

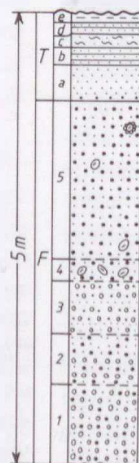
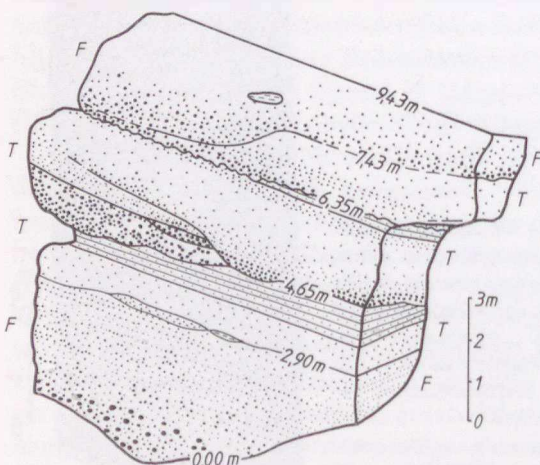
(1981) a fluxoturbiditeket az eredési hely közelében leülepedett, ún. „abnormális turbidit”-eknek tekinti

(17.80 ábra). Ezek vastag, durvaszemű és rétegtetlen alsó részét szerintük a víz alatti kanyonokban és az ezekhez csatlakozó hordalékkúpokon működő — helyenként fluidizált vagy likvidizált — szemcsefolyás, jól gradált BOUMA-sorozatokból (I. kötet, 4.362. fejezetrész) álló felső részét pedig zagyáram ülepítette le. Eszerint a fluxoturbiditek két szállítási mechanizmus összetett üledékei lennének.

Az újabb szakirodalomban található megnevezések közül a *módosult szemcsefolyás* (modified grain flow) azt fejezi ki, hogy a szemcseközi folyadék sokkal sűrűbb, mint az áramlást befogadó fluidum. Ebből keletkeznek pl. azok az *újraülepített konglomerátumok*, amelyek egymásnak támaszkodó kavicsai között agyagos — homokos mátrix található (LOWE 1976, 1982).

Mások a szemcsefolyás és a zagyáramlás azon részeit is különválasztani törekcsenek, amelyekben — az eredési helytől való távoldás mértéke szerint — fluidizációs vagy likvidizációs jelenségek (I. kötet, 4.341. és 4.342. fejezetrészek) mutathatók ki. E részjelenségek szerinti elnevezéseknek (fluidized, ill. liquidized sediment flow) azonban a fő jelenség (szemcsefolyás vagy zagyáramlás) egésze szempontjából nincs diagnosztikai jelentőségük.

**17.2465 Zagyáram** (turbidity current) esetén a szuszpendált szemcséket a fluidum turbulenciája tartja lebegésben (I. kötet, 4.36. fejezet). Mozgása során a nagy sűrűségű (high density) zagyáram kis sűrűségű (low density) zagyárammá alakul át, de a két típus egymástól függetlenül is megjelenhet. Az előbbieket a „vadflis” (Wildflysch) tanúsága szerint óriási közettömegeket képesek legalább 30 km távolságra szállítani, s eközben az áram aljának a legdurvább szemcsefrakcióból álló — lényegében módosult szemcsefolyásként mozgó — vonszolású szőnyege (traction carpet) széles és hosszú csatornákat vág a vízfenék üledékeibe. A zagyáram kiindulási helyének közelségét jelző vadflis keletkezésében természetesen az üledékcsúszásnak és -csuszamlásnak is nagy szerepe van. Ezért rendkívül osztályozatlan anyaga olisztotrimmakkal vegyes olisztotrómaként is felfogható (SCHWAB 1979).



17.80 ábra. Balról: Áramlási talpjegyek és belső lemezesség nélküli fluxoturbidit (F) és rendes turbidit kapcsolata Sawától DK-re, a Lengyel-Kárpátok paleocén-alsó-eocén flis-rétegeiben. — ŚLĄCZKA—THOMPSON (1981) nyomán

Jobbról: A flisbeli fluxoturbiditek modellje:

F<sub>1</sub> a tulajdonképpeni fluxoturbidit. — T: szorosabb értelemben vett turbidit. F<sub>2</sub>: nem gradált, homokos alapanyagú konglomerátum. — F<sub>3</sub>: gyengén és fordítva gradált kavicsos homokkő. — F<sub>4</sub>: konglomerátum homokkőolencsékkel. — F<sub>5</sub> és F<sub>6</sub>: durva homokkő agyagkő-kavicsokkal.

A kisebb sűrűségű, orogenezishez kapcsolódó mélyvízi zagyáramok legismertebb üledéke az I. kötet, 4.362. fejezetrésztében részletesen ismertetett flis (25.7. tábla) és a grauvakke (20.2. fejezet). A flis zagyáramainak mozgásiránya DŽULYŃSKI—WALTON (1965) szerint a belé zárt, homokkő anyagú *örvénylabdák* segítségével is megállapítható.

Az *örvénylabdák* olyan lekerekített, spirális vagy orsó alakú, kör vagy ellipszis keresztmetszetű homokkőtestek (17.78 ábra), amelyek 1–80 cm hosszú tengelye az áramlás irányával szembe dől. A tiszta homoknak a zagy örvényeinek hatására bekövetkezett összetömörülésével keletkeztek, s a zagyár anyagának hirtelen leülepedése folytán maradtak fenn.

A kis sűrűségű zagyárok osztályozott ritmusokból álló, különféle talpjegyeket tartalmazó *turbiditeket* hagynak hátra. A kisebb zagyáramok által újraülepített, gradált kalciruditokat és kalkareniteket *allodapikus mészkő*nek nevezik (ilyenek pl. a középhegységi alsó-júra krinoideás—brachiopodás—ammoniteszes mészkövei, vagy a Szőlősardó-1. sz. fúrás mélyvízi Pötscheni Formációjának sekélyvízi krinoideákat tartalmazó gradált mészkőlelencsei (17.81 ábra).

\*\*\*

A víz alatti gravitációs tömegszállítás típusait és azok üledékeit a 17.3 táblázat segít áttekinteni. (Lásd a 17.6. tábla: 1–4 és a 25.5. tábla: 4 ábráit is.)

17.81 ábra. Mélyvízi allodapikus mészkő beléülött sekélyvízi krinoideavázalemekkel

Aggteleki-hegység; Szőlősardó-1. sz. fúrás; 45,2–45,4 m. — Pötscheni Mészkő Formáció: nőri emelet. — Gy.: KOVÁCS SÁNDOR. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ.



17.3. táblázat. A víz alatti gravitációs törmelékshállítás típusainak és üledékeinek áttekintése\*

A szállítás módja	Az üledékmozgás közbeni viselkedése	A keletkezett üledék jellege és neve	
		Intraformációs	Extraformációs
Kőomlás	Rugalmas	Lejtő- és zátonybreccsák	
Csúszás		Intraolisztotrimma	Olisztotrimma Olisztoplaka Oliszttonappa
Csuszamlás	Képlékeny	Szinszedimentációs húzási szerkezetek és redők	
Törmelékfolyás		Intraolisztosztróma	Olisztosztróma
		Intraformációs breccsa	Olisztoszínagma
Szemcséfolyás	Kő- és kavicsfolyás	Fluxoturbidit	
	homokos		
Zagyáram	Viszkózus—fluidális	Turbidit, allodapikus mészkő	

\* KOVÁCS (1987) nyomán, némileg módosítva.

## 17.3 A MÁSODLAGOS ÜLEDÉKSZERKEZETEK

Másodlagosak az üledék belső és külső szerkezetének a lerakódás utáni fizikai és kémiai erőhatások

nyomán támadt módosulásai. Ezek néha 10 vagy 100 millió év elteltével érik a kőzetet.

### 17.31 AZ ÜLEDÉKSZERKEZET FIZIKAI JELLEGŰ MÁSODLAGOS MÓDOSULÁSAI

E módosulások vagy rétegen belül kialakult, vagy a rétegre kívülről ható feszültségekkel magyarázhatók. A rétegen belüli feszültségek kioldódásából származó másodlagos szerkezeteket általában a deformációk sokirányúsága különbözteti meg a kívülről ható irányított nyomás vagy húzás okozta tektonikus és atektonikus deformációktól. Rétegen belüli feszültségváltozáshoz — még pedig vízfelvétel és átkristályosodás okozta térfogatnövekedéshez — kapcsolódik pl. a sókőzetek gyüredezettsége. (Egy anhidritréteg gipsszé alakulása 63%-kal növeli meg a réteg térfogatát.) A rétegen kívüli mechanikai igénybevételek egy részét a földképeny és a földkéreg közötti tektonikus kölcsönhatások, más részét a felszíni vagy felszín közeli — atektonikus — tömegmozgások idézik elő.

**17.311 A tektonikai mozgásnyomok** közé tartoznak a nagyobb méretű redők kompetens rétegek közé zárt, inkompetens rétegeinek *vonsszolt redői*. Ezeket a nagyobb redő forgója irányában elnyúlt s a vonsszolódás miatt sík alsó és felső felületű redőcské-

ket határozott irányítottságuk különbözteti meg a réteglemezek elsődleges konvolúciójától, amely független környezete nagyobb szerkezeti formáitól.

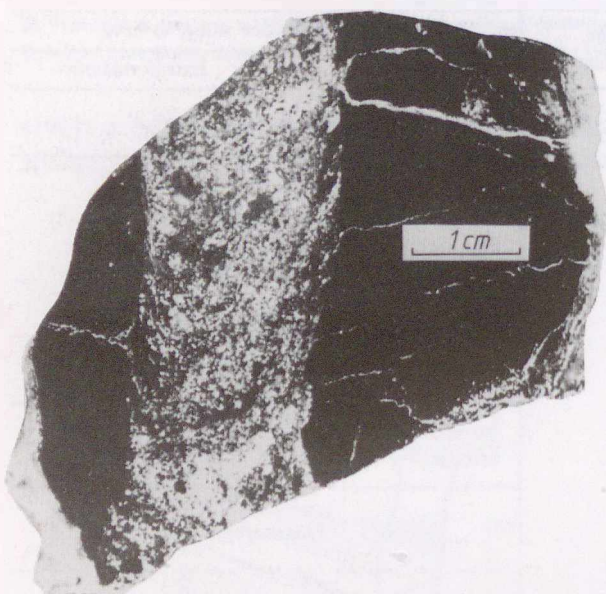
**17.3111 A tektonikus breccsa** az erős hegység szerkezeti igénybevétel következtében egymástól elszakadt kőzettömegekről levált, finomabb-durvább kőzetrészekből képződik (19.621. fejezetrész). Két, szövetileg különböző fajtája van:

(1) A nyomás hatására egymásra tolt vagy egymás mellett mozgó kőzettömegek közötti *dörzsbreccsa* (tektonit, melanzs, 17.79 ábra: B). Nagyobb szemcséit a súrlódás következtében leszakadt, eredetileg szögletes, a mángorló hatás miatt azonban gyakran izometrikus, különböző méretű és anyagú (oligo-, esetleg polimikt) kőzetdarabok alkotják. Alapanyaga a szétzúzott szemcsék porából, leszakított vagy utólagos átkristályosodásból eredő agyagcsíkokból áll. Az alapanyagba ágyazott szemcsék az aktív mozgás irányába igyekeznek belesimulni. A későbbi cementásványok mennyisége általában csekély.

(2) A tágulás hatására egymástól elszakadó kőzettömegek közötti, többnyire sok cementanyagot tartalmazó *vető-* vagy *telérbreccsa* szögletes és irányítatlan szemcséit olyan, a hasadék falából származó és rendezetlenül felhalmozódó kőzetdarabok alkotják, amelyeket utólagos ásványkiválások cementeznek. Mész-kőhegységekben levő előfordulásainak ezeket a karsztbreccsákéra emlékeztető vonásait az alapanyag kis mennyisége tovább fokozza.

**17.3112 A vetőpáncél** (vetőtükör, „harnis”) a hegység szerkezeti mozgás során kifényezett, lapos vagy meredek állású, gyakran a mozgás irányát jelző karcokkal borított csúszási felület. Ennek az ugyancsak súrlódásos eredetű, jégkarcolta felületektől való megkülönböztetését az utóbbiakat kísérő gazdag formakincs (I. kötet, 7.23 ábra) hiánya és általános helyzete könnyíti meg.

**17.3113 Az üledékes telér** (Neptunian dike) anyaga a már megszilárdult, de még vízzel borított kőzetösszlet tágulásos hasadékát bizonyos üledékszűnet után kitöltő fiatalabb üledék. Ez a forma a mezozoos Tethys karbonátplatformjainak júra-eleji felda-



17.82 ábra. Sárgás színű márgás mészkővel kitöltött üledékes telér gutensteini típusú sötét mészkőben. — Középső-triász: anisusi emelet. — Alacsony-Tátra: Donovalytól KDK-re 1/2 km-re. — Ex: Mišik, (1968). — Foto: OSVALD, L.

rabolódását okozó szinszedimentációs tektonika egyik legfontosabb, az É-i Mészközpokban, a Gerecsében, a Pilis-nyeregben és a Kodru-Móma Vaskohi platóján is kimutatott bizonyítéka (17.82 ábra; 25.8. tábla: 1; 25.9. tábla: 3). Hasonló ehhez a glaciális jégékek utólagos kitöltése is (17.5. tábla: 3).

## 17.32 AZ ELSŐDLEGES ÜLEDÉKSZERKEZET KÉMIAI JELLEGŰ MÓDOSULÁSAI

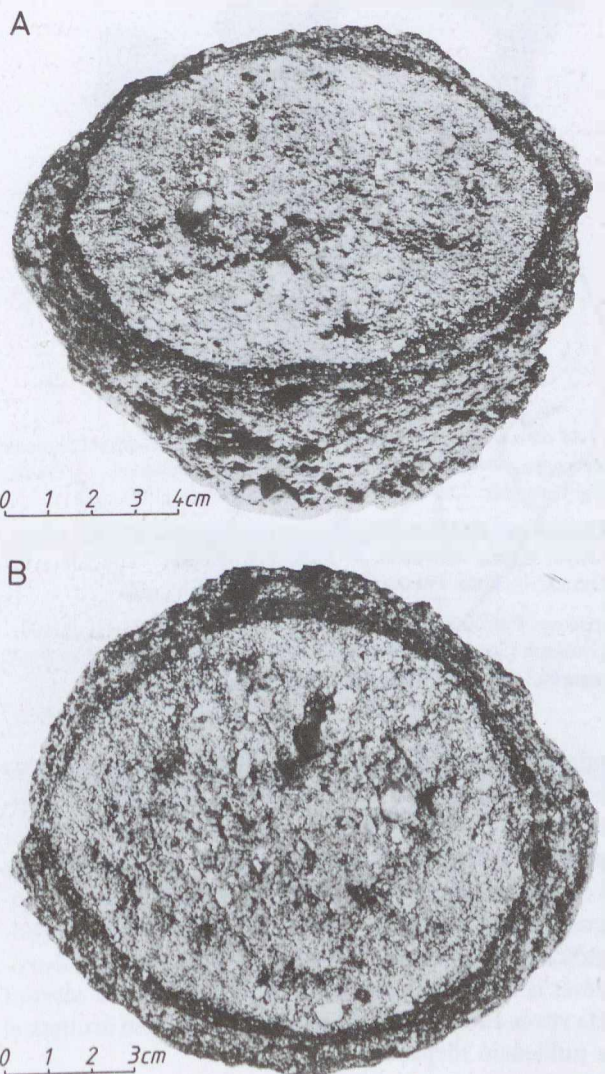
Az effajta másodlagos üledékszerkezetek a kompációhoz, a nyomási oldódáshoz és általában az ásványok dia- és epigenetikus újramobilizálódásához kapcsolódnak. E jelenségek közül a sztililitok, konkréciók, szeptáriák, pszeudomorfózák a réteg belsejét, a korrázios felületek, üregek, kimélyülések, sejtes szerkezetek, ásványbevonatok és kérgék pedig főleg a réteg felszínét befolyásolják. Az alábbiakban — az I. kötet 12.32. és 14.25. fejezeteiben ismertetett sztililitosodás és a 10.6131. fejezetrészben leírt ásványkiválások kivételével — ezek legfontosabbjait foglaljuk össze.

**17.321 A konkréciók** az agyagos, homokos és meszes kőzetek finom eloszlású ásványi anyagainak egy-egy kiválási központ körüli ránövekedésével (akkréciójával) létrejött, kerekded, vagy a rétegzés irányában ellapult (szferoidális, ellipszoidális, korongszerű vagy szabálytalan) testek. Hosszúságuk néhány mm és több m között változik. Egy vagy több központi magtól kifelé történt, ritmikus növekedésüket koncentrikus és/vagy sugaras szerkezetük bizonyítja. Az anyaguk zömét alkotó ásványok (kalcit, vasoxidok és vashidroxidok, kova, pirit, markazit, barit, sziderit, gipsz, dahlit stb.) gyakran a gazdakőzet domináns ásványait cementezik. Tömörebb voltak, kisebb porozitásuk és eltérő ásványos összetételük folytán a konkréciók jobban ellenállnak a mállásnak, mint a bezáró kőzet. Ezért a réteg harántmetszetéből nemcsak kiemelkednek, hanem abból gyakran ki is esnek (17.83, 17.84 ábra; I. kötet, 13.4 ábra).

A konkréciók a gazdakőzet kisebb mennyiségű alkotóinak feloldódása és a porúsvíz ionjainak a diagenézis különböző fázisaiban történt újrakicsapódása folytán képződnek. Kicsapódásukat az indítja meg, hogy a szórt ásványfázis molekuláris szabad energiája a kiválással csökken. Az egyes konkréciók magját alkotó hal, puhatestű vagy növénymaradványok bomlásakor képződő ammónia pH-növekedést eredményez, ami különösen a karbonátok helyi kiválását könnyíti meg. A kicsapódó anyag vagy a porústeret tölti ki, vagy növekedési nyomása folytán mechanikailag, ill. ionserés metasomatózissal szorítja ki a még meg nem szilárdult kőzet alkotóit. A kalcit- és szideritkonkréciók szénizotópos vizsgálata szerint azok  $\text{CO}_2$ -

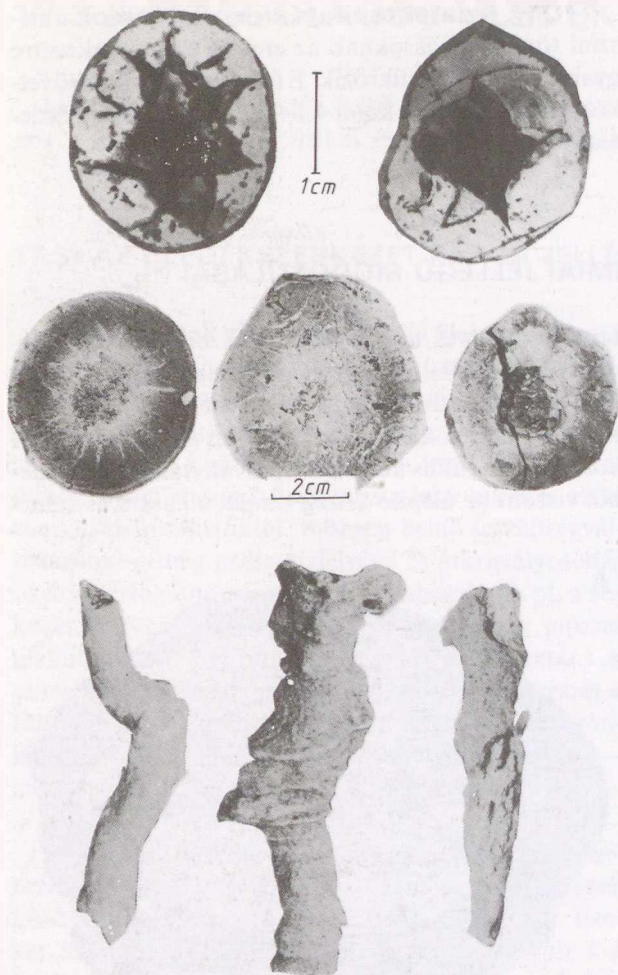
**17.312 Az atektonikus mozgásnyomok** a felszíni tömegmozgásoknak az eredeti kőzetszerkezetre gyakorolt hatását tükrözik. E folyamatokkal és következményeikkel az I. kötet 4.1—4.4. fejezeteiben részletesen foglalkoztunk.

tartalma szerves anyag bakteriális bomlásából származik. A befoglaló agyagrétegekben már laposra nyomódott ősmaradványok konkrécióbeli kiváló megtartása a konkréciók korai diagenetikus eredetére utal. A korai diagenetikus konkréciók ásványtani összetételéből viszont az ülepítő közeg kémiai alkotára és sótar-



17.83 ábra. Limonitkértes kavicsos homokkő-konkréció kétféle nézetben (A, B)

Borsodi-medence: Putnoktól K-re, az Upponyó-völgy K-i oldalán, a szarmata andezitagglomerátum fedőjében levő pannon kavicsösszlet aljáról. — Gy.: GONDÁR KÁROLY. — Foto: PILLÉRDY L.-NÉ.



17.84 ábra. Felső sor: Pleisztocén infúziós lösz mészkonkrécióinak metszete, vízvesztés okozta szineretikus repedésekkel. — Gyula, régi téglagyár: 2,60 m. — KROLOPP—SZÓNOKY (1984, p. 51)

Középső sor: Barit-konkréciók szineretikus repedésekkel. — Rudabánya, Vilmos bányarész. — Pannóniai rétegek. — Gy.: RADÓCZ GYULA. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

Alsó sor: Futóhomokban növényi gyökerek mentén kialakult mészkiválások („pseudofulguritok”). — Lengyelország: Puszcza Kampinoska. — Foto: ROGALINSKI, B.

talmára is következtetni lehet. A bentonikus maradványokat tartalmazó szideritkonkréciók ellenben kétségkívül későbbi eredetűek, mert sziderit csak oxigénmentes közegben keletkezik. Bár a homokkövek konkrécióit korábban általában a talajvíz epigenetikus vándorlásával hozták kapcsolatba, bizonyos homokkövek konkrécióinak korai diagenetikus képződését is sikerült bizonyítani. Más konkréciók viszont HAYES és FRANKS (1978) szerint semmit sem árulnak el a nukleáció idejéről.

Márgákban ugyan a mészkonkréciók a leggyakoribbak, de dolomit- vagy szideritkonkréciók is előfordulnak. Mészkövekben főleg tűzkő-, foszforit- és limonitkonkréciók találhatóak. Bizonyos kőszén-összetek tengeri rétegeiből meszes, édesvízi rétegeiből szideritkon-

kréciókat mutattak ki. A lösz változatos alakú és gyakran rétegszerűen elhelyezkedő mészkonkréciói (21.2 ábra) a löszbabák.

**17.322 A gumók** az üledék (és talaj) kémiai vegyületeinek olyan helyi koncentrációi, amelyek keménységük, színük, szövetük és összetételük révén különböznek a bezáró üledék (talaj) anyagától. Méretük  $> 1$  mm és  $> 1$  m között, alakjuk a gömbszerű és a teljesen szabálytalan között ingadozik. Anyaguk lehet  $\text{SiO}_2$  (tűzkő, flint: III. kötet, 26.9224. fejezet), vasoxid és vashidroxid (III. kötet, 27.6. fejezet), bauxit- vagy mangánásvány (III. kötet, 30.46. és 28.72. fejezet), az alkáli földfémek karbonátja és szulfátja, továbbá valamelyik agyagásvány.

Szárazföldi és tengeri környezetben, az üledék főlhalmozódásakor s a diagenézis különböző szakaszaiban egyaránt létrejöhetnek. Képződésükben a pórusok kitöltődése, az autigén ásványoknak az üledékvezet növelő kicsapódása s a jelentős térfogatváltozással járó metasomatikus helyettesítés játszik főszerepet (I. kötet, 14.26. és 14.29. fejezet).

Az alpi típusú júra vörös mészköveinek gumóit HOLLMANN (1962, 1964) nyomán FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) is szelektív rétegfelületi mészkiválódással magyarázza. Elképzelésüket az ammoniteszházak korróziója, a gumók oldási maradéknak tekintett agyagbevonata s az üledékképződés rendkívüli lassúsága is megerősíteni látszik.

**17.323 A geodák** olyan, általában gömbszerű testek, amelyek belső üregét különböző ásványok kristályai bélelik. Drúzás ásványkiválásoknak a kőzetüreg falától befelé történt növekedésével képződnek. A legfiatalabb ásványgeneráció a geoda közepe tájára esik, s az üreget teljesen ki is töltheti. A geodák tehát lényegesen különböznek a központi magtól kifelé növekvő konkrécióktól és gumóktól. Legtöbbjüknek fizikailag és kémiailag ellenálló, kovás héjuk van. A kalcitos, hematitos és limonitos héjú geodák ritkábbak. Az Iowa állambeli alsó-karbon korú Warsaw formáció geodáiból 15-féle ásványt mutattak ki (aragonit, barit, kalcit, kalkopirit, dolomit, goethit, gipsz, kaolinit, malachit, markazit, millerit, pirit, kvarc, smithsonit, szfalerit). A kőzetben szétszórott ásványok a pórusvízben oldódva azért vándorolnak az üregek felé, mert azok számukra kicsiny szabad energiájú helyeket jelentenek.

A geodaképződés szempontjából az üreg a döntő tényező. Ezért geodák elsősorban a lávafolyások hólyagüregeiben, a mélységi magmatitok miarolitos üregeiben, az ősmaradványok testüregeiben s az üledékes kőzetek kioldódás révén képződött üregeiben fejlődnek ki (PETTJOHN 1975). Kovahéjú geodák a szebkha fácies viszonylag könnyen oldódó gipszkonkrécióinak helyén, azokat helyettesítve vagy a kialakult üregeket

kitöltve jöttek létre. Az *enhidriteknek* nevezett ausztráliai, észak-karolinai és idahói kalcedonos geodák belsejét kitöltő víz az üregek felé irányuló oldatvándorlás közvetlen bizonyítéka.

**17.324 Szeptáriák és szineretikus jelenségek.** A szinerézis a tixotrop gélek folyadékkelépéssel járó s a gél öregedése során külső kényszer nélkül bekövetkező zsugorodása (I. kötet, 3.341. fejezet rész). Ilyenkor az eredetileg koncentrált kolloid rendszerből híg szől távozik el. Kiűződését a termodinamikailag instabilis gél különböző részei között megfordíthatatlanul kialakuló, és a belső egységek összehúzódását eredményező, új kötések idézik elő (17.85 ábra; 17.5. tábla: 2).

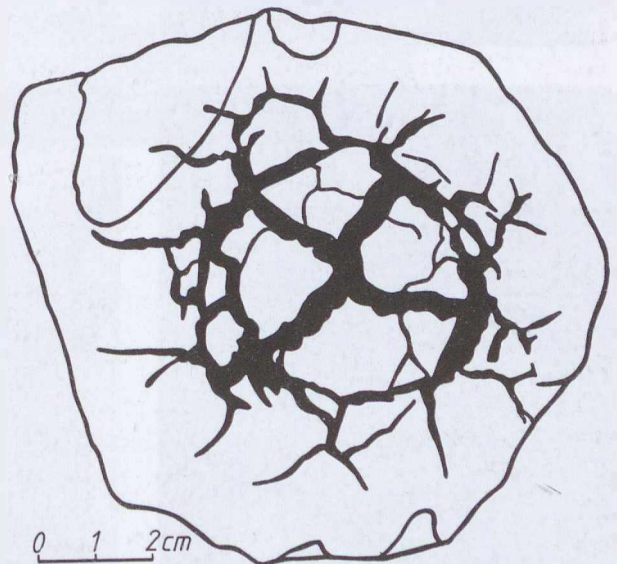
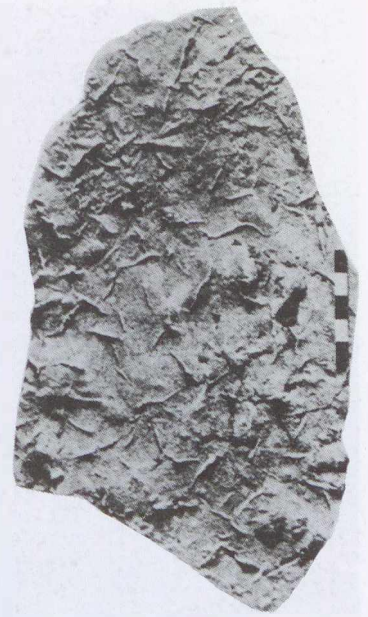
A szinerézis nem azonos azzal a dehidratációval, amelyet a gél, kiszáradása (evaporációja) során, folyadék kilépése nélkül szenved (NEAL 1978). A levegőn kiszáradó kovagél ui. azért zsugorodik, mert a kapilláris víz meniszkuszainak a párolgás miatt növekvő húzófeszültsége felülmúlja a gél szerkezetét. A száradási repedések tehát a zsugorodási repedéseknek a szineretikus repedésektől elvileg különböző válfaját képviselik.

A szinerézis természetes viszonyok között a kovagélekben, agyagokban, bauxitokban és szerves kőzetekben gyakori diagenetikus jelenség, amely az amorf kolloidok gumókká való szételegyedését, majd kriptokristályos halmazokká való átalakulását eredményezi. A szferoidális kolloid-gumókban a vízvesztés miatt koncentrikus és sugárirányú repedéshálózat jön létre. Ennek egyidejű vagy utólagos kitöltődésével a gumó maga is hálózatos vagy sejtes szerkezetűvé válik. A palás agyagok ilyen hálózatos szerkezetű, dió vagy ököl nagyságú, alumogél- vagy márgagumóit *szeptáriáknak* nevezik (17.86 ábra).

**17.325 Az érkitöltések** anyaga olyan ásvány, amely az üledék vagy kőzet — húzási igénybevétel nyomán keletkezett — repedésrendszerébe a szivárgó vizekből rakódott be (pl. kvarc, kalcit, limonit; I. kötet, 14.27. fejezet). Az erek irányítottága vastagsága, metsződése alapján az igénybevétel természetére, nagyságára és korára lehet következtetni; anyaguk és

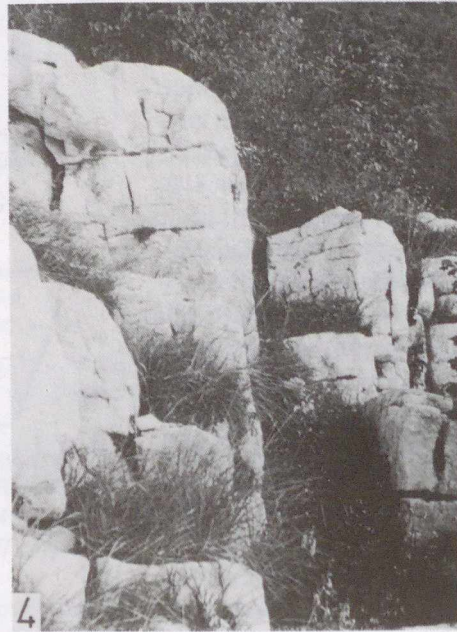
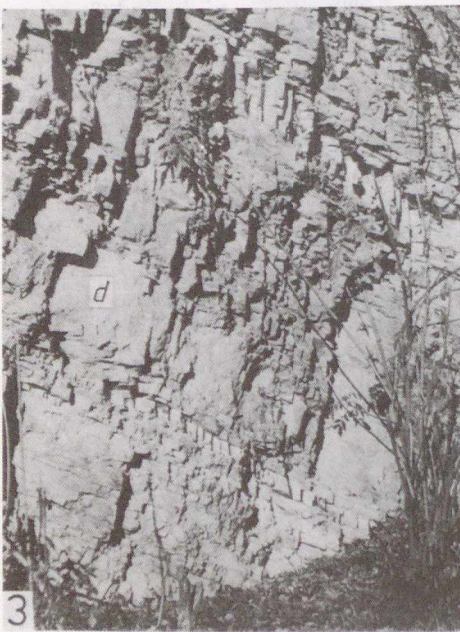
17.85 ábra. Csekély vízborítás alatti zsugorodás (szinerézis) után homokkal kitöltődött repedések egy finomszemű homokkőlap alsó felületén

Tübingia (Németország): Gospenrodától DK-re. — Buntsandstein: alsó-triász. — Ex: GRUMBT (1974).



17.86 ábra. Kb. 12 cm átmérőjű szeptáriás márgagumó vázlata PETTIJOHN (1975) nyomán

annak elrendeződése pedig a diagenézis lefolyáshoz nyújt adatokat.



1. A Hámori Dolomit Formáció mélyebb részének közepes vastagságú dolomitrétegei. — Középső-triász: anisusi emelet

Miskolc-Lillafüred: a Hámori-tó alsó része fölötti útkanyarban. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1958.

2. Az Iszkár-völgyi Zsiteljuk-forrás melletti feltárás alul és középtűt vékonyabb rétegű középső-triász összetételre következő vastagpados felső-triász mészkő

Lakatnik-karszt: a berkovici antiklinorium középső része, Bulgária. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1965.

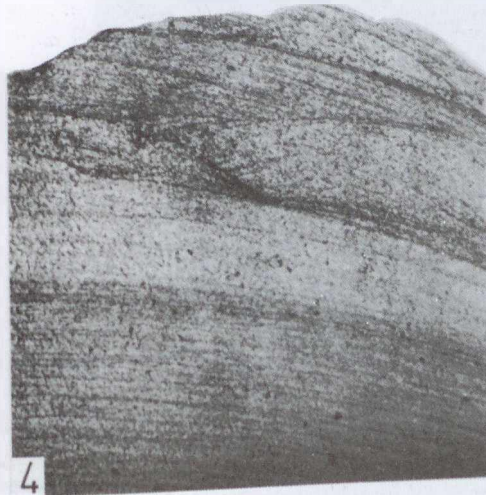
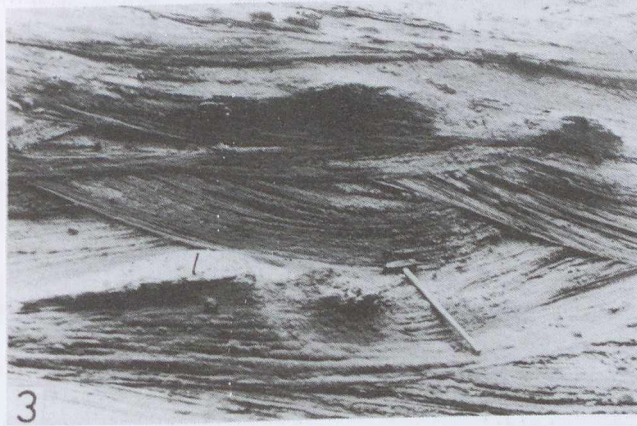
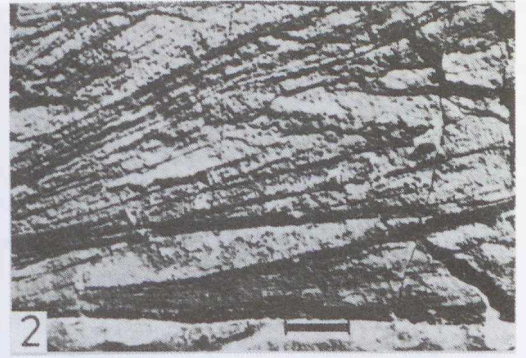
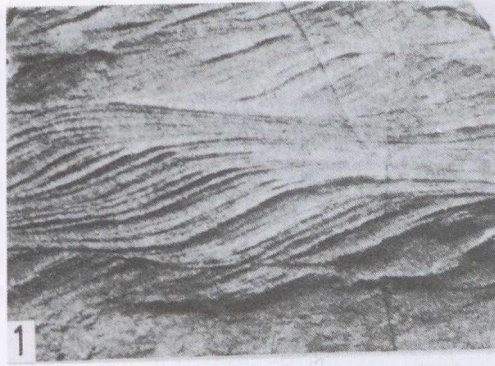
3. Mészmarga és tűzköves mészkő vékonyabb rétegei közé települt, vastag rétegű, cukorszövetű dolomitpad (*d*)

Miskolc-Lillafüred, a Szinva-völgyből a Vesszős-völgybe vezető szűkút beágásából, a völgytorok É-i szomszédságában. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1954.

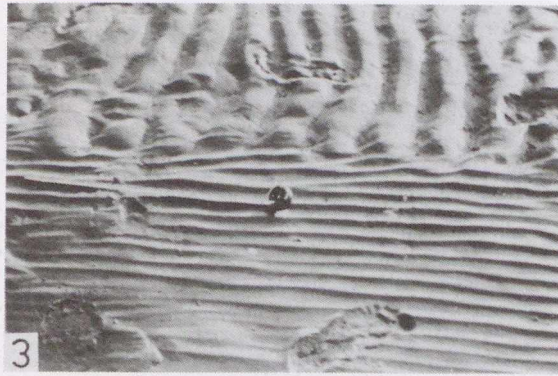
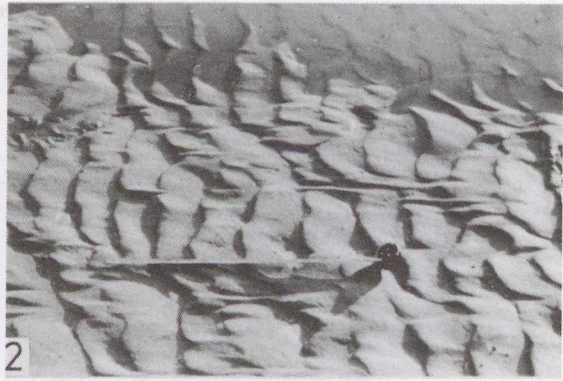
4. A Fehérkői Mészkő horizontális padjait keresztező, függőleges litoklázisok. — Miskolc, Diósgyőr: a Fényeskő-völgy K-i oldalán. — Középső-triász: ladin emelet. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1958

17.2. tábla

Különböző típusú,  
kis méretű ferde-  
és keresztrétegek



1. Emelkedő fodor szerkezetből származó, bőséges homok-utánpótlású, kis energiájú környezetre valló, szigmoideális ferderétegek. — Iceberg Canyon (USA). — Foto: MCKEE, E. D. (1982: p. 254)
2. Ék alakú sík (planáris) keresztrétegek homokos mészkőben. — Twing Springs Canyon. — Foto: MCKEE, E. D. (1982: p. 228). — A mérce hossza 13 cm
3. Vályúsán keresztretegzett felső-pliocén homok, lapos, karbonát kötésű lencsékkel (l). — Budapest, XVII. ker. Nyomdok u.: az Összefogás Tsz homokbányája. — Foto: SZABÓNÉ DRUBINA M.
4. Kis méretű ferderétegek Balatoni Homokkőben (felső-perm). — Foto: MAJOROS GY.
5. Apró szemű folyami homok lapos keresztretegei. — Gyula, régi téglagyár: 3,5 m. — Foto: SZÓNOKY M.



1. Az árvíz levonulása után szárazra került, a folyásirányra merőleges aszimmetrikus áramlási fodrok a Duna budapesti rakpartján. — Foto: JÁMBOR Á.

A fodrok tetejét a víz lehúzódása közbeni gyöngé hullámzás kerekítette le. A fodrok csapásirányú tagoltságát a rakparti kövezet egyenetlensége okozza. A mérce hossza 50 cm.

2. A folyásirányra közel merőleges, erősen aszimmetrikus, éles, lapos áramlási fodrok a Duna budapesti rakpartján, az árvíz levonulása után. — Foto: JÁMBOR Á. — A mérce hossza 50 cm

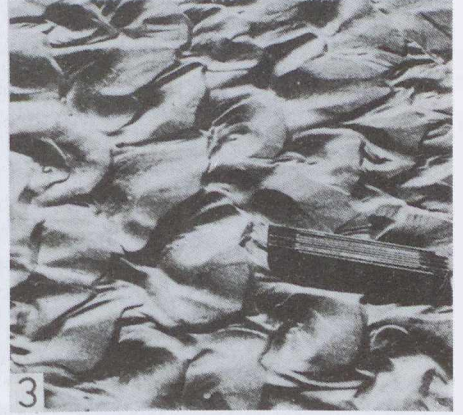
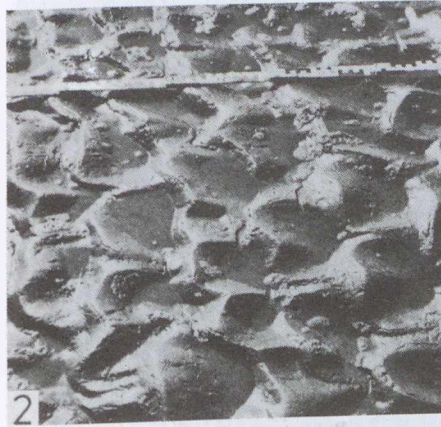
3. *Atul* a folyásirányra közel merőleges áramlási, *fent* pedig folyásirányú hullámzási fodrok a budapesti rakparton árvíz után. — Foto: JÁMBOR Á. — Az alul látható lábnyom hossza 17 cm

4. A folyásiránnyal közel párhuzamos szimmetrikus hullámzási fodrok a budapesti rakparton, árvíz után. — Foto: JÁMBOR Á.

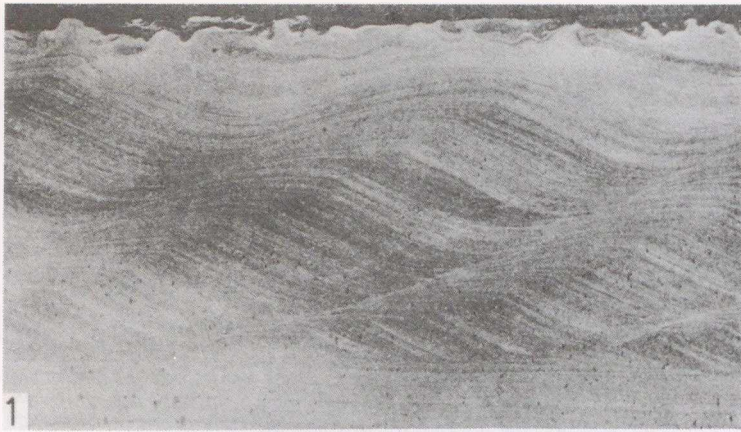
E fodrok a víz lehúzódása után visszamaradt, 50–60 cm mély vízben keletkeztek. A kép jobb oldalán levő fodrok közötti völgyeket a homok a víz levonulásának utolsó szakaszában jórészt feltöltötte.

17.4. tábla

Fossilis és recens  
áramlási fodrok

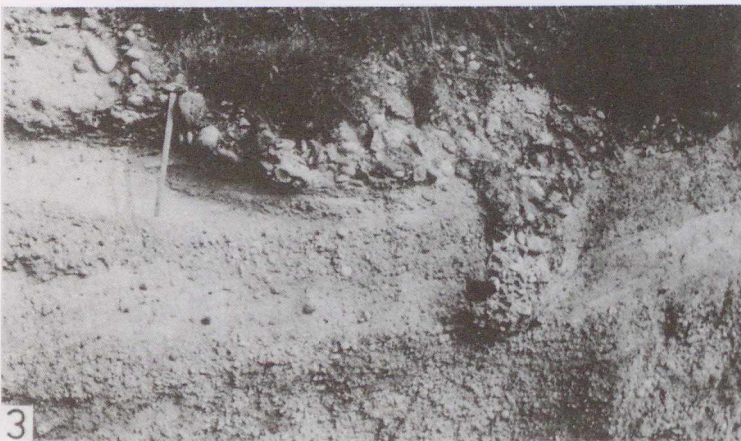


1. Fossilis áramlási fodrok a Soumonti Homokkőben. — A triász legalja. — Dél-Franciaország: Lodève-től K-re, St. Michelnél, a Soumont-plató alján, a műút bevágásában. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1961
2. Nyelvszerűen görbült, kis méretű áramlási fodrok az Északi-tenger árapálysíkságán. Áramlási irány jobbról balra. — REINECK—SINGH 1973
3. Kis méretű, nyelv alakú áramlási fodrok az Északi-tenger árapálysíkságán. Áramlási irány balról jobbra. — REINECK—SINGH 1973
4. Megszakadó gerincű, ívelt, aszimmetrikus áramlási homokfodrok a dunai árvíz levonulása után. — Fajsz. — Foto: DÉR I., 1956



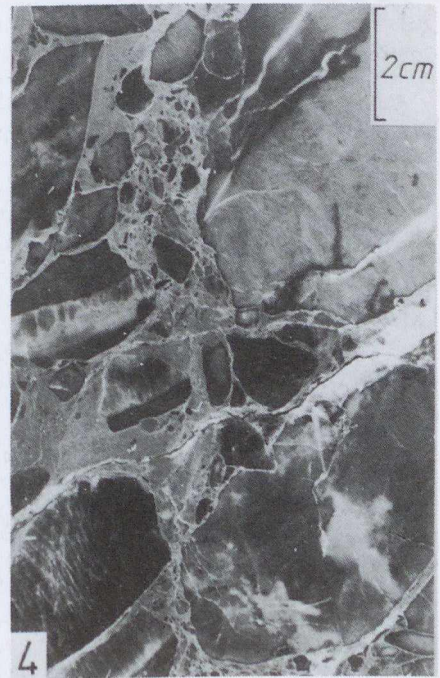
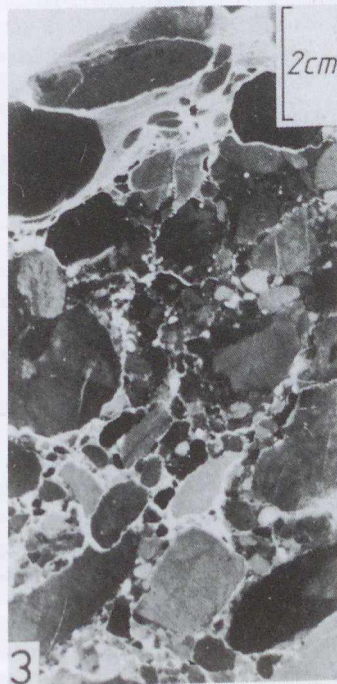
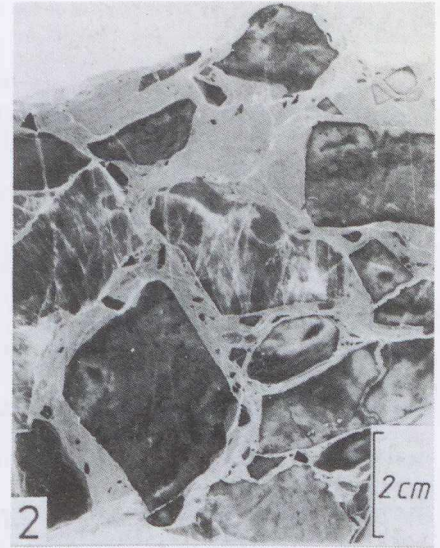
17.5. tábla

Emelkedő fodor.  
Üledékránc. Jégzsák



1. Zöld „palás agyag” gyors lerakódásról tanúskodó emelkedő fodrai. — Langdale, Anglia. — SORBY (1908) nyomán
2. Homokréteg felszínén az anyag folyósodása következtében létrejött tágulási üledékráncok. — Balaton-felvidék, Zánka. — Hidegkúti Formáció, Zánkai Homokkő Tagozat. — Alsó-triász, indusi emelet. — Gy.: HERMANN VIKTOR és KOLOSZÁR LÁSZLÓ, 1989. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ
3. Szarmata andezit-agglomerátum- és tufaösszlet tetején kialakult zsákos jégébe települt pleisztocén kavics. — Borsodi medence: Sajóbáony K-i szélén. — Foto: RADÓCZ Gy., 1964

17.6. tábla  
 Allodapikus  
 mészkőtípusok



Gravitációs üledékszállításból származó mészkőtípusok a Szőlőszardó-1. sz. fúrás (Aggteleki-hegység) Pötscheni Mészkőéből

Gy.: KOVÁCS SÁNDOR. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

1. Sekélyvízi krinoidea-nyéltagok turbulens áramlásból történt allodapikus lerakódása. — Fölötte sztilolitos varratok mentén érintkező mészkődarabok. — 36,1–36,3 m

2–4. A konszolidálódott mésziszapból üledécsuszamlás következtében felszakadt, különböző nagyságú és részben le is kerekített mészkőeknek a mélyebbvízi mésziszapba áthalmozódott törmeléke (intraformációs breccsa és konglomerátum)

2. és 4.: 178,56–178,88 m. — 3.: 49,61–49,78 m.

- AIGNER, T. 1985: Storm Depositional Systems. — *Lecture Notes in Earth Sciences*, 3. — Berlin, etc.: Springer, 174 p.
- AIGNER, T.—HAGDORN, H.—MUNDLOS, R. 1979: Biohermal, biostromal and storm-generated coquinas in the Upper Muschelkalk. — *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 157, 1/2, 42—52.
- AIGNER, T.—REINECK, H.-E. 1982: Proximality Trends in Modern Storm Sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their Implications for Basin Analysis. — *Senckenb. marit.*, 14, 5/6, 125—215.
- ALLEN, J. R. L. 1966: On bedforms and palaeocurrents. — *Sedimentology*, 6, 153—190.
- ALLEN, J. R. L. 1968: *Current Ripples*. — Amsterdam: North-Holland, 433 p.
- ALLEN, J. R. L. 1970: *Physical Processes of Sedimentation*. — London: Allen & Unwin.
- ALLEN, J. R. L. 1971: Mixing at turbidity current heads, and its geological implications. — *J. Sed. Petrol.*, 41, 97—113.
- ALLEN, J. R. L. 1977: The possible mechanic of convolute lamination in graded sand beds. — *J. Geol. Soc. London*, 134, 19—31.
- ALLEN, J. R. L. 1980: Sand waves: a model of origin and internal structure. — *Sediment. Geol.*, 24, 281—328.
- ALLEN, J. R. L. 1982: *Sedimentary Structures. Their Character and Physical Basis. I—II*. — Amsterdam, etc.: Elsevier, 593 + 663 p.
- ALLEN, J. R. L. 1984: Wrinkle marks: an intertidal sedimentary structure close to aseismic soft sediment loading. — *Sediment. Geol.*, 41, 75—95.
- ALLEN, J. R. L.—BANKS, N. L. 1972: An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed crossbedding. — *Sedimentology*, 19, 257—283.
- BAGNOLD, R. A. 1946: Motion of waves in shallow water: interaction between waves and shallow bottoms. — *Proc. R. Soc. London (A)*, 187, 1—18.
- BAGNOLD, R. A. 1954: *The Physics of Blown Sand and Desert Dune*. — (2nd ed.) — London: Chapman & Hall, 265 p.
- BALOGH K. 1971: Kőzetszerkezet és üledékfácies. — In: *Az üledékes petrológia újabb eredményei*. — Budapest: Magyarh. Földt. Társ., 1—58.
- BALOGH K. 1973: A dél-alföldi neogén transzgressziós rétegsorok üledékjegyei. — *Földt. Köz.*, 103, 3/4, 251—269.
- BALOGH K.—KOVÁCS S. 1981: A Szőlősardó-I. sz. mélyfúrás. — *MÁFI Évi Jel.* 1979, 39—63.
- BÁLDI T. 1978: *Bevezetés a történeti földtanba*. — Budapest: Tankönyvkiadó, 303 p.
- BARNES, R. P. 1983: The stratigraphy of a sedimentary melange and associated deposits in South Cornwall, England. — *Proc. Geol. Ass. London*, 94, 3, 217—229.
- BASAN, P. B. (ed.): 1978: Trace Fossil Concepts. — *SEPM Short Course*, No. 5. — Oklahoma City, 181 p.
- BERNOULLI, D. 1971: Redeposited Pelagic Sediments in the Jurassic of Central Mediterranean Area. — *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 54, 2, 71—90.
- BOGSCH L. 1968: *Általános őslénytan*. — Budapest: Tankönyvkiadó, 281 p.
- BOTVINKINA, L. N. 1965: *Metodiceszkoe rukovodstvo po izucseniju szloisztosztii*. — Trudü Geol. Inszt. Ak. Nauk SzSzsZr., 119. — Moskva: Nauka, 259 p.
- BOUMA, A. H. 1969: *Methods for the Study of Sedimentary Structures*. — New York: Wiley, 458 p.
- BROQUET, P. 1978: Olistostrome, olistolite. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 508—510.
- BRUSH, L. M. 1965: Sediment sorting in alluvial channels. In: MIDDLETON, G. V.: *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*. — *SEPM Spec. Publ.*, 12, 17—33.
- BURST, J. F. 1965: Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. — *J. Sed. Petrol.*, 35, 348—353.
- CAMPBELL, C. V. 1967: Lamina, laminaset, bed and bedset. — *Sedimentology*, 8, 7—26.
- CLIFTON, H. E. 1976: Wave-formed sedimentary structures — a conceptual model. — *SEPM Spec. Publ.*, 24, 126—148.
- COCCO, E.—PESCATORE, T. 1968: Scivolamenti gravitativi (olistostromi) del fisch del Cilento (Campania). — *Bull. Soc. Natur. Napoli*, 77, 51—91.
- COLLINSON, J. D.—THOMPSON, D. B. 1982: *Sedimentary Structures*. — London: Allen & Unwin, 194 p.
- COSTELLO, W. R. 1974: *Development of bed configurations in coarse sands*. — Cambridge, Mass.: Earth and Planet. Sci. Dept. MIT, Rept., 74, 1.
- CRAIG, G. Y.—WALTON, E. K. 1962: Sedimentary structures and palaeocurrent directions from the Silurian rocks of Kirkland-brightshire. — *Trans. Edinburgh Geol. Soc.*, 19, 100—119.
- CROWE, B. H.—FISHER, R. V. 1973: Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to cross-bedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 663—682.
- DECELLES, P. 1987: Variable preservation of Middle Tertiary, coarse-grained, nearshore to outer-shelf storm deposits in Southern California. — *J. Sed. Petrol.*, 57, 2, 250—264.
- DE GEER, G. 1912: A geochronology of the last 12000 years. — *C. R. 9th Congr. Geol. Internat., Stockholm, 1910*, 1, 241—258.
- DE GEER, G. 1940: Geochronologia Suecica Principes. — *Kung. Sven Vetenskapsakad. Handl.*, Ser. 3, 18, 367 p.
- DILLER, J. S. 1890: Sandstone dikes. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1, 411—442.
- DIMITRIJEVIĆ, M. N.—DIMITRIJEVIĆ, M. D.—RADOŠEVIĆ, B. 1967: Sedimentne teksture u turbiditima. — *Zavod Geol. Geofiz. Istraž. Beograd. — Posebna izd. Knj.*, 16, 70 p.
- DOTT, R. M. 1963: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. — *AAPG Bull.*, 47, 1, 104—128.
- DŻULYŃSKI, S. 1965: New data on experimental production of sedimentary structures. — *J. Sed. Petrol.*, 35, 196—212.
- DŻULYŃSKI, S.—KOTLARCZYK, J. 1962: On load-casted ripples. — *Ann. Soc. Géol. Pol.*, 32, 147—160.
- DŻULYŃSKI, S.—KUBICZ, A. 1975: Storm accumulations of brachiopod shells and sedimentary environment of Terebratulata beds in the Muschelkalk of Upper Silesia (Southern Poland). — *Ann. Soc. Géol. Pol.*, 45, 157—169.
- DŻULYŃSKI, S.—SANDERS, J. E. 1962: Current marks on firm mud bottom. — *Com. Acad. Arts Sci. Trans.*, 42, 57—96.
- DŻULYŃSKI, S.—WALTON, E. K. 1965: *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes*. — Amsterdam, etc.: Elsevier, 274 p.
- DŻULYŃSKI, S.—SHIDELER, G. L.—ŚLĄCZKA, A. 1972: Impact-induced dendritic ridges in soft sediments. — *Annal. Soc. Géol. Pol.*, 42, 285—288.
- EASTLER, T. E. 1978: Raindrop imprint. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 606—607.
- EINSELE, G. 1963: „Convolute bedding” und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdeven und anderen Ablagerungen. — *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 116, 162—198.
- EISBACHER, G. H.—CLAGUE, J. J. 1984: *Destructive Mass Movements in High Mountains: Hazard and Management*. — Geol. Surv. Canada: Paper 84—16, 230 p.

- ELLIOT, C. G.—WILLIAMS, P. F. 1988: Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. — *J. Structural Geol.*, **10**, 2, 171—182.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1978: Breccias, sedimentary. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 84—86.
- FALK, F.—LÜTZNER, H.—GRUMBT, E.—ELLENBERG, J. 1972: Gesteinstypen klastischer Sedimente und ihre Anwendung in der Lithologie. — *Geologie* (Berlin), **21**, 4/5, 585—607.
- FISCHER, R. V.—WATERS, A. C. 1969: Bed forms in base-surge deposits: Lunar implications. — *Science*, **165**, 1349—1352.
- FISHER, R. V.—WATERS, A. C. 1970: Base surge bed forms in maar volcanoes. — *Amer. J. Science*, **268**, 157—180.
- FLORES, G. 1959: Evidence of slump phenomena (olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily. — *Proc. 5th Petrol. Geol. Congr., Sect. 1.*, 259—275.
- FÜCHTBAUER, H. 1970: Sandsteine, Konglomerate und Breccien. — Karbonatgesteine. — In: FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G.: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Stuttgart: Schweizerbart, 12—102 + 275—336.
- FÜCHTBAUER, H.—RICHTER, D. K. 1983: Relations between submarine disperse internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. — *Geol. Rundschau*, **72**, 1.
- FÜRSICH, F. T.—HEINBERG, C. 1983: Sedimentology, biostratigraphy, and palaeoecology of an Upper Jurassic offshore sand bar complex. — *Geol. Mus. Univ. Copenhagen, Contrib. Palaeontol.*, **321**, 67—95.
- GALÁCZ A.—VÖRÖS A. 1972: A bakony-hegységi júra fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékközpontok jelenségei kiértékelése alapján. — *Földt. Közl.*, **102**, 122—135.
- GILBERT, G. J. 1914: The transportation of debris by running water. — *U. S. Geol. Surv., Profess. Papers*, **86**, 263 p.
- GLENNIE, K. W. 1970: *Desert Sedimentology Environments*. — Amsterdam, etc.: Elsevier, 222 p.
- GRÄF, W. 1974: Ein submariner Gleithorizont aus der Kreidezeit des steirischen Naturdenkmal. — *Landesmuseum Graz, Jahresber. 1973*, N. F. **3**, 125—138.
- GRUMBT, E. 1966: Schichtungstypen, Marken und synsedimentäre Deformationsgefüge im Buntsandstein Südhütingens. — *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss. A*, **11**, 217—234, Berlin.
- GRUMBT, E. 1969: Beziehungen zwischen Korngröße, Schichtung, Materialbestand und anderen sedimentologischen Merkmalen in feinklastischen Sedimenten. — *Geologie* (Berlin), **18**, 2, 151—167.
- GRUMBT, E. 1974: Sedimentgefüge im Buntsandstein Südwest- und Südhütingens. — *Schriftenr. geol. Wiss., Berlin*, **1**, 1—205.
- HAMBLIN, W. K. 1965: Internal structures of „homogenous“ sandstones. — *Kansas State Geol. Surv., Bull.*, No. 175—1, 569—582.
- HARMS, J. C. 1969: Hydraulic significance of some sand ripples. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, 363—396.
- HARMS, J. C. 1975: Stratification produced by migrating bed forms. — *SEPM Short Course*, **2**, 45—62.
- HARMS, J. C.—SOUTHARD, J. B.—WALKER, R. G. 1982: Structures and Sequences in Clastic Rocks. — *SEPM Short Course*, No. 9, Calgary.
- HAYES, J. B.—FRANKS, P. C. 1978: Concretions. — Geodes. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 182—183 és 348—350.
- HAWLEY, N. 1981: Flume experiments on the origin of flaser bedding. — *Sedimentology*, **28**, 699—712.
- HÄNTSCHL, W. 1935: Rezente Eiskristalle in meerischen Sedimenten und fossile Eiskristallspuren. — *Senckenbergiana*, **17**, 151—167.
- HJULSTRÖM, F. 1939: Transportation of detritus by moving water. — In: TRASK, P. D. (ed.): *Recent Marine Sediments*. — Tulsa, Okla.: AAPG, 5—31.
- HOLLMANN, R. 1962: Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm, Norditalien). — *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, 163—179.
- HOLLMANN, R. 1964: Subsolutions-Fragmente. (Zur Biostratonomie der Ammonoiden im Malm des Monte Baldo/Norditalien). — *N. Jb. Pal., Abh.*, **119**, 22—82.
- HUNTER, R. E. 1985: A kinematic model for the structure of lee-side deposits. — *Sedimentology*, **32**, 3, 409—422.
- HSÜ, K. J. 1974: Melanges and olistotromes. — *SEPM Spec. Publ.*, **19**, 321—333.
- HSÜ, K. J. 1975: Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 129—140.
- INMAN, D. L. 1957: Wave-generated ripples in nearshore sands. — Dep. Army Corps Engin. — *Techn. Mem. U. S. Beach Erosion Board*, No. 100, 1—65.
- INMAN, D. L.—BOWEN, A. J. 1963: Flume experiments on sand transport by waves and currents. — *Proc. 8th Conf. Coast Engin.*, 137—150.
- JACKSON, R. G. 1975: Velocity—bedform—texture patterns on meander bends in the lower Wabash River of Illinois and Indiana. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**, 1511—1522.
- JACKSON, R. G. 1976: Sedimentological and fluid-dynamic implications of the turbulent bursting phenomena in geophysical flows. — *J. Fluid Mech.*, **77**, 531—560.
- JOPLING, A. V. 1978: Backset bedding. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 28—29.
- JÜNGST, H. 1934: Zur geologischen Bedeutung der Synärese. Ein Beitrag zur Entwässerung der Kolloide im werdenden Gestein. — *Geol. Rdschau*, **25**, 312—325.
- KÄLIN, O.—TRÜMPY, D. M. 1977: Sedimentation und Paläotektonik in den westlichen Südalpen: Zur triassisch-jurassischen Geschichte des Monte Nudo-Beckens. — *Eclogae geol. Helv.*, **70**, 2, 295—350.
- KENNEDY, J. F. 1961: *Stationary waves and antidunes in alluvial channels*. — Report KH—R-2. — California Inst. Technology (Pasadena): W. M. Keck Labor. hydraul. and water resources, 146 p.
- KENNEDY, J. F. 1963: The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels. — *J. Fluid Mech.*, **16**, 521—544.
- KOROLJUK, I. K. 1958: Vlijanye nekotoryh beszpovonocsnih na szloisztoszt'ilov. — *Trudü Murmanszkoj Biol. Sztancii*, **4**.
- KÓKAY J. 1973: Sajátos üledékképződési jelenség Várpalotáról. — *Földt. Közl.*, **103**, 196—198.
- KROLOPP E.—SZÓNOKY M. 1984: A Kettős-Körös völgye két jellegzetes fáciesének üledéktani és paleoökológiai összehasonlítása. — *Alföldi Tanulmányok*, **8**, 43—57 (Békéscsaba).
- KOVÁCS S. 1987: Olisztosztrómák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo—mezozoikumban. I—II. — *Földt. Közl.*, **117**, 61—69 és 101—119.
- KŰSZKIEWICZ, M. 1954: Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch. — *Ann. Soc. Géol. Pologne*, **22** (1952), 399—449.
- KUENEN, PH. H. 1965: Value of experiments in geology. — *Geol. Mijnbouw.*, **44**, 22—36.
- LEEDER, M. R. 1980: On the stability of lower stage plane beds and the absence of current ripples in coarse sands. — *J. Geol. Soc. London*, **137**, 423—430.
- LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product*. — London: G. Allen & Unwin, 244 p.
- LANGHORNE, D. N. 1982: A study of the dynamics of a marine sandwave. — *Sedimentology*, **29**, 4, 571—594.
- LJUNGGREN, P.—SUNDBORG, Å. 1968: Some aspects of fluvial sediments and fluvial morphology. II. A study of some heavy mineral deposits in the valley of river Lule Älv. — *Geogr. Ann.*, **50A**, 121—316.

- LOWE, D. R. 1975: Water escape structures in coarse-grained sediments. — *Sedimentology*, **22**, 157—204.
- LOWE, D. R. 1976: Grain flow and grain flow deposits. — *J. Sed. Petrol.*, **46**, 188—199.
- LOWE, D. R. 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity currents. — *J. Sed. Petrol.*, **52**, 279—294.
- LOWE, D. R.—LO PICCOLO, R. D. 1974: The characteristics and origins of dish and pillow structures. — *J. Sed. Petrol.*, **44**, 484—501.
- LÜTZNER, H. 1966: Strömungsmarken aus dem Rotliegenden des Thüringer Waldes. — *Geologie* (Berlin), **15**, 10, 1135—1160.
- LÜTZNER, H. 1981: Sedimentation der variscischen Molasse in Thüringer Wald. — *Schriftenr. Geol. Wiss.*, **17**, 1—217.
- MAIER-HARTH, V. 1981: *Sandige allodapische Kalke in der Oberkreide der Südpirenen*. — Tübingen, 45 p.
- MATTSON, P. H.—ALVAREZ, W. 1973: Base surge deposits in Pleistocene volcanic ash near Rome. — *Boll. Volcanol.*, (2), **37**, 553—572.
- MCKEE, E. D. 1982: The Supai Group of Grand Canyon. — *Geol. Surv. Profess. Paper*, **1173**, 504 p.
- MEHL, J. 1982: Die Tempestit-Fazies im Oberen Muschelkalk Südbadens. — *Jahresh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*, **24**, 91—109.
- MILLER, M. C.—KOMAR, P. D. 1980: Oscillation sand ripples generated by laboratory apparatus. — *J. Sed. Petrol.*, **50**, 173—182.
- MÍŠÍK, M. 1968: Traces of submarine slumping and evidences of the hypersaline environment in the middle Triassic of the West Carpathians core mountains. — *Geol. Zbornik — Geol. Carpathica* (Bratislava), **19**, 1, 205—224.
- MÖRNER, N.-A. 1978: Varves and varved clays. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 841—843.
- MÜLLER, A. H. 1951: *Lehrbuch der Paläozoologie. I. Allgemeine Grundlagen*. — Jena: VEB G. Fischer, 322 p.
- MÜLLER, G.—BLASCHKE, R. 1969: Zur Entstehung des Tiefseekalkschlammes im Schwarzen Meer. — *Naturwiss.*, **56**, 561—562.
- NAYLOR, M. A. 1981: Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-slate sequence of the northern Apennines. — *Sedimentology*, **28**, 6, 837—852.
- NEAL, J. T. 1978: Syneresis. — Mud cracks (contraction polygons). — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 789—791 és 486—488.
- NELSON, H. F.—BROWN, C. W.—BRINEMAN, J. H. 1962: Skeletal limestone classification. — In: *Classification of Carbonate Rocks*. — *AAPG Mem.*, **1**, 224—252.
- NEVILL, W. E. 1957: *Sci. Proc. R. Dublin Soc.*, **27**, 313—324.
- OKADA, H. 1978: Inverse grading. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 414—415.
- PAGE, B. M. 1978: Franciscan melanges compared with olistostromes of Taiwan and Italy. — *Tectonophysics*, **47**, 223—246.
- PETTJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks*. — (3rd ed.) — New York: Harper & Row, 710 p.
- PETTJOHN, F. J.—POTTER, P. E. 1964: *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures*. — Berlin, etc.: Springer, 370 p.
- PETTJOHN, F. J.—POTTER, P. E.—SIEVER, R. 1973: *Sand and Sandstones*. — New York, etc.: Springer, 618 p.
- PIPER, D. J. W. 1972: Pleistocene superficial deposits, Balcombe area, central Weald. — *Geol. Mag.*, **108**, 517—523.
- POSTMA, G.—ROEP, T. B.—RUEGG, G. H. J. 1983: Sandy—gravelly mass-flow deposits in an ice-marginal lake (Saalian, Leuvenum-sche Beek Valley, Veluwe, The Netherlands), with emphasis on plug-flow deposits. — *Sedimentary Geol.*, **34**, 59—82.
- PRATT, C. J. 1973: Bagnold approach and bed-form development. — *J. Hydr. Div. ASCE*, **99**, 121—137.
- RAAF, J. F. M.—BOERSMA, J. R.—VAN GELDER, A. 1977: Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. — *Sedimentology*, **24**, 451—483.
- RAUDKIVI, A. J. 1976: *Loose Boundary Hydraulics*. — (2nd ed.) — Oxford: Pergamon.
- REINECK, H.-E. 1954: Fossile Schleifspuren und Abdrücke von Schaum und Blasen. — *Natur u. Volk*, **84**, 226—233.
- REINECK, H.-E. 1955a: Haftrippeln und Haftwarzen, Ablagerungsformen von Flugsand. — *Senckenberg. Lethaea*, **36**, 347—357.
- REINECK, H.-E. 1955b: Marken, Spuren und Fährten in den Waderner Schichten (ro) bei Martinstein/Nahe. — *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, **101**, 75—90.
- REINECK, H.-E. 1963: Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. — *Abh. Senckenb. Nat. f. Gesellsch.*, **505**, 138 p.
- REINECK, H.-E. 1965: Der Knechtsand. 6. Die Materialumlagerung auf Grund von Oberflächen- und Gefügestudien. — *Jahrb. 1964 d. Forschungsstelle Norderney*, 169—181.
- REINECK, H.-E.—SINGH, I. B. 1973, 1980, 1986: *Depositional Sedimentary Environments with Reference to Terrigenous Clastics*. (1—3rd ed.) — Berlin, etc.: Springer, 439, ill. 551 p.
- REINECK, H.-E.—WUNDERLICH, F. 1968: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. — *Sedimentology*, **11**, 1/2, 99—104.
- RICCI-LUCCHI, F. R. 1970: *Sedimentografia. Atlante fotografico delle strutture dei sedimenti*. — Bologna: Zanichelli, 288 p.
- RICE, C. M. 1956: *Dictionary of Geological Terms*. — Princeton, 465 p.
- RICHTER, D. 1973: Olisthostrom, Olistholith, Olisthothrymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. — *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, **143**, 3, 304—344.
- SANDERS, J. E. 1960: Origin of convoluted laminae. — *Geol. Mag.*, **97**, 409—421.
- SCHMINCKE, H.-U.—FISHER, R. V.—WATERS, A. C. 1973: Antidune and chute-and-pool structures in the base-surge deposits of the Laacher-See area, Germany. — *Sedimentology*, **20**, 553—574.
- SCHMITT, M. 1978: Stromatolith from the Tiout section, Precambrian—Cambrian boundary beds, Anti-Atlas, Morocco. — *Geol. Magazine*, **115**, 2, 95—100.
- SCHREIBER, B. CH.—HSÜ, K. J. 1980: Evaporites. — In: HOBSON, G. D. (ed.): *Developments in Petroleum Geology-2*. — London: Applied Sci. Publishers, 87—138.
- SCHWAB, M. 1979: Gravitational slide masses in the Harz. — *Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde*, Potsdam, **58**, 23—46.
- SEIBOLD, E. 1958: Jahreslagen in Sedimenten der mittleren Adria. — *Geol. Rdschau*, **47**, 100—117.
- SEILACHER, A. 1959: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — *Eclogae geol. Helv.*, **51**, 1062—1078.
- SEILACHER, A. 1960: Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. — *Notizbl. hessen. Landesamt. Bodenforsch.*, **88**, 88—106.
- SENGUPTA, S. 1966: Studies on orientation and imbrication of pebbles with respect to cross-stratification. — *J. Sed. Petrol.*, **36**, 362—369.
- ŚLĄCZKA, A.—THOMPSON III, S. 1981: A revision of the fluxoturbidite concept based on type examples in the Polish Carpathian flysch. — *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **51**, 1/2, 3—44.
- SORBY, H. C. 1908: On the Application of Quantitative Methods to the Study of the Structure and History of Rocks. — *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, **64**, 171—233.

- SOUTHARD, J. B. 1971: Representation of bed configurations in depth—velocity—size diagrams. — *J. Sed. Petrol.* **41**, 903—915.
- STOREY, B. C.—MENEILLY, A. W. 1983: Mélange within subduction — accretion complex rocks of Fredriksen Island, South Orkney Islands. — *Geol. Magazine*, **120**, 6, 555—566.
- STOW, D. A. W.—BOWEN, A. J. 1978: Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments. — *Nature*, **274**, 324—328.
- SUNDBORG, Å. 1956: The River Klarälven: a study of fluvial processes. — *Geogr. Ann.*, **38**, 127—316.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938: Tanulmányok a ferderétegzésekről. I. A fluviális ferderétegzések fajai és szemcsenagyság-eloszlási viszonyai. — *MTA Mat. Term. tud. Ért.*, **57**, 799—815.
- SZEPESHÁZY K. 1973: *A Tiszántúl északnyugati részének felsőkréta és paleogén korú képződményei.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 96 p.
- TANNER, W. F. 1978: Reynolds and Froude numbers. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 620—622.
- TEYSSEN, T.—VOSSMERBÄUMER, A. 1980: Schrägschichtungsanalyse am Beispiel des Buntsandsteins im Nordbayern. — *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, **1980**, 10, 620—642.
- THOMAS, R. G.—SMITH, D. G.—WOOD, J. M.—VISSER, J.—CALVERBY-RANGE, E. A.—KOSTER, E. H. 1987: Inclined luterolithic stratification — terminology, description, interpretation and significance. — *Sediment. Geol.*, **53**, 123—179.
- TURNER, B. R. 1981: Deformed cross-bedding patterns in the Upper Triassic Molteno Formation in the Main Karoo Basin, South Africa: A Model for their Genesis. — *G. Rdschau*, **70**, 3, 910—924.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U. 1953: Rhythmic pattern on Dutch North Sea beaches. — *Geol. Mijnbouw.*, **15**, 1—2, 1—11 és 31—43.
- VISSER, J. N. J. 1983: Submarine debris flow deposits from the Upper Carboniferous Dwyka Tillite Formation in the Kalahari Basin, South Africa. — *Sedimentology*, **30**, 511—523.
- WALKER, R. G. 1973: Mopping up the turbidite mass. — In: GINSBURG, R. N. (ed.): *Evolving Concepts in Sedimentology.* — Baltimore—London: J. Hopkins Univ. Press, 191 p.
- WALKER, R. G. 1979: Shallow marine sands. — In: WALKER, R. G. (ed.): *Facies Models.* — Waterloo, Ont.: Geol. Assoc. Canada, 75—89.
- WATERS, A. C.—FISHER, R. V. 1971: Base surges and their deposits Capelinhos Taal Volcanoes. — *J. Geophys. Res.*, **76**, 5596—5614.
- WIECZOREK, J. 1979: Geopetal structures as indicators of top and bottom. — *Ann. Soc. géol. Pologne*, **49**, 3/4, 215—221.
- WILSON, I. G. 1972a: Aeolian bedforms — their development and origins. — *Sedimentology*, **19**, 173—210.
- WILSON, I. G. 1972b: Universal discontinuities in bedforms produced by the wind. — *J. Sed. Petrol.*, **42**, 667—669.
- WILSON, I. G. 1973: Ergs. — *Sediment. Geol.*, **10**, 77—106.
- WILLIAMS, P. B.—KEMP, P. H. 1970: Initiation of ripples on flat sediment beds. — *J. Hydraul. Div. ASCE*, **97**, 505—522.
- YAALON, D. M. 1978: Nodules in sediments. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 503—504.
- YALIN, M. S. 1977: *Mechanics of Sediment Transport.* — (2nd ed.) — Oxford: Pergamon, 298 p.

# 18. AZ ÜLEDÉKES KÖZETEK OSZTÁLYOZÁSA

BALOGH KÁLMÁN

Osztályozási alapul e kőzetek minden olyan anyagi, fizikai és kémiai tulajdonsága felhasználható, amely azok természetes állapotát vagy gyakorlati felhasználhatóságát jellemezni képes. A szedimentológiában szokásos genetikai osztályozásnak azonban azt az utat kell figyelemmel kísérnie, amelyet az üledékanyag keletkezésétől a szilárd kőzetként való megjelenéséig megtesz. Ezért a nagy üledékes kőzetcsaládok köre aszerint alakul, hogy tagjaik exogén vagy endo-exogén eredetűek-e. Az exogén csoportba azokat az üledékeket soroljuk, amelyek a földkéreg már korábban is meglévő anyaga mállástermékeinek exogén szállítás utáni nyugalomba kerüléséből származnak. Ezek képződését tehát *hosszú* mállási és szállítási folyamat előzi meg. Endo-exogénnek pedig azokat nevezzük, amelyek a működő vulkánok által *frissen* felszínre dobott anyagoknak az exogén erők által történt *gyors* elosztása révén keletkeztek. Az exogén csoporton belüli osztályokat aszerint különböztetjük meg, hogy kőzeteik felépítésében a fizikailag aprózódott törmeléknek van-e döntő szerepe, vagy inkább a mállási (ill. leülepedés utáni) oldatokból, biológiai közvetítéssel, vagy anélkül csapódtak-e ki. Az így megkülönböztetett törmelékes, ill. vegyi üledékek mellé harmadikként a biogén anyagok átalakulásával keletkezett szerves kőzeteket állíthatjuk (18.1 táblázat).

Az I. (törmelékes) *kőzetcsaládot* az aprózódás mértéke, tehát a szemcsenagyság szerint oszthatjuk tovább. A durva, közepes és finom törmelékek határvonalat a fenékhordalékként, ill. a szuszpenzióban való szállítás hidrodinamikailag fontos szemcseátmérőinél (2,0, ill. 0,06 mm) tanácsos kijelölni. Ezen alapszik a *kavicskőzetek* (ruditok, pszéfitek), a *homokkővek* (arenitek, pszammitok) és az *aleur(ol)itok* elkülönítése. Nehézségek csak a legfinomabb (<0,005, mások szerint <0,002 mm szemcsenagyságú) mállási termékek besorolásánál adódnak. Ezeknek ui. csak kicsiny hányada származik fizikai mállásból, zömük azonban az igen apró, ennél fogva kolloid szemcséket létrehozó kémiai mállás eredménye. Abba a határzónába esnek tehát, amely a szilárd állapotban, ill. a valódi oldat alakjában szállítható részecskéket egymástól elvá-

lasztja. Ennek megfelelően ingadozik rendszertani megítélésük is. A hagyományos felfogás — amely a szilárdnak tűnő mállási termékek szemcsenagyság szerinti osztályozására törekszik — az e csoportba tartozó agyagokat és bauxitokat — a kőzetliszt tartományba (0,06—0,005 mm) eső és már nem kolloid aleur(ol)itokkal együtt — a pélitek közé sorolja. Ezzel szemben a geokémiai szemléletű kutatók az agyagkőzeteket fő alkotó elemeik szerint *sziallitok*nak, a bauxitokat pedig *allitok*nak nevezve, azokat a vegyi üledékek közé óhajtják sorolni.

E geokémiai álláspont jogosságát elismerve, gyakorlati szempontból annak a hagyományos rendszerrel való egyeztetését véljük célravezetőnek (18.1 táblázat).

A sziallitos összetételű agyagkőzetek valamennyi üledékfajta közül a legnagyobb tömegűek és elterjedésűek. Hozzájuk képest az allitok tömegei elhanyagolhatóan csekélyek, és csak különleges körülmények között keletkeznek. Az allitokat — kémiai és ásványos összetételük eltérései következtében csak szemcsenagyságuk alapján lehetne — BÁRDOSY (1961) nyomán az agyagkőzetek közé sorolni. Az allitok ui. agyagásványok kilúgzódása révén keletkeznek. A bauxitos agyag és az agyagos bauxit tehát többnyire nem a szállítás okozta keveredés eredménye. Ezek főleg az allitosodási folyamat kezdeti, ill. előrehaladottabb fázisát, esetleg az anyag rezilifikálódását jelentik.

A tiszta agyag szintén elég ritka; annál gyakrabban található — „valódi törmelék” módjára — a többi kőzetcsalád tagjaihoz — különösen az aleuritokhoz — bensőleg hozzákeveredve. Önálló kőzetekként tartjuk számon a mész vagy dolomit és az agyag különböző arányú keverékéből álló márgakőzeteket. Igen fontos szerepet játszik az agyag a törmelékes kőzetek alapanyagában. Az aleur(ol)itok és az agyagkőzetek gyakran csak nehezen különböztethetők meg egymástól. A kőszénösszletek meddő „szénpalait” az agyag és a szervesanyag-tartalom keveréke alkotja. A kis elterjedésű reziduális agyagoktól eltekintve, az összes többi agyagelőfordulás anyaga lebegve szállítással kerül lerakódási helyére, és igen gyakran agglutinálódva,

18.1. táblázat. Az üledékes kőzetek fő típusai

Erőtér	Fő folyamat	Kőzetcsalád	Fő típus	Típus	Szemcseméret (mm)	Fő ásványok	
Exogén	Fizikai mállás (aprózódás)	I. Törmelékes kőzetek (klasztitok)	1. Durvatörmelékes kőzetek (pszefitek = ruditok)	Breccsa, konglomerátum	> 2,0	Kvarc, csillám, földpát stb.	
			2. Homokkövek (pszammitok = arenitek)	Homokkő	2,0–0,06		
			3. Finomtörmelékes kőzetek (pélitek = lutitok)	Aleur(ol)it	0,06–0,002		
	Kémiai mállás kolloidokkal	Agyagkőzetek (argillitek, sziallitok)		< 0,002	Agyagásványok + karbonátok Bauxitásványok		
		Márgák					
	Allitok						
	Szin- vagy posztszedimentációs vegyi folyamatok valódi oldatokkal és/vagy biogén közvetítéssel	II. Vegyi és biogén kőzetek (kemolitok, akasztobiolitok)	4. Karbonátos kőzetek	Mészkö, dolomit	Argonit, kalcit, dolomit, magnezit		
			5. Sókőzetek (evaporitok)	Kloridok, szulfátok, borátok stb.	Kősó, szilvin, anhidrit, gipsz, kálisók		
			6. Kovaüledékek	Tűzkő, kovapala, diatomit, radiolarit	Opál, kalcedon, kvarc		
			7. Üledékes vaskőzetek	Oxidos Karbonátos Szilikátos Szulfidos	} vas- ércek	Hematit, goethit Ankerit, sziderit Berthierin Pirit, markazit	
			8. Mangános kőzetek			Mangánoxidok és Mn-hidroxidok, Mn-karbonátok	
9. Foszforitok			Foszforit, guanó	Foszfátok			
Biogén anyagok átalakulása			III. Szerves kőzetek (kauszobiolitok)	10. Szénkőzetek	Lignit Barnakőszén Feketekőszén Antracit		
	11. Szénhidrogének	Földgáz Kőolaj Olajpala Kátrányhomok					
Endo- és exogén	Vulkáni működés, szállítás, mállás	Ia. Vulkano-klasztitok	piro-klasztikumok	Durvaszemű	Vulkáni breccsa, agglomerátum (konglomerátum)	Kvarc, vulkáni üveg, különböző magmás és agyagásványok	
				Vegyese	Lapillis tufa, tufás agglomerátum		< 2–64
				Finomszemű	Vulkáni tufa és tufit		< 2

közvetlenül méretben rakódik le. Az agyagrészecskéknek üledéktani szempontból a törmelékes üledékekéhez hasonló viselkedését támasztja alá, hogy a durvább frakcióktól ülepítéssel választhatók el. *Jogos tehát az argillitek, a márgák és a bauxitok pélitekként való kezelése.*

*Az Ia. kőzetcsalád az I. (törmelékes) kőzetcsalád speciális esete. A piroklasztikus törmelékek ui. főleg csak vulkáni eredetűek és anyagi összetételük révén térnek el az exogén törmelékes üledékektől; át- és felhalmozódási formáik azonban a kitérés központtól távolodva egyre inkább az exogén erők hatását*

tükrözik. Szemcsenagysági kategóriáik azért különböznek az exogén klasztitokétól, mert felhalmozódásukat nem előzi meg hosszan tartó mállás és szállítás.

A II. *kőzetcsaládba* sorolt közettípusok közül csak a *sókőzetek* (evaporitok) minősülnek túltelített valódi oldatból (tó- vagy tengervízből) közvetlenül kivált „kémiai csapadék”-nak. Az ide beosztott többi típus anyagának túlnyomó részét magasabb vagy alacsonyabb rendű szervezetek vonják ki környezetük vizéből. Ezek a biogén eredetű, de nem-éghető kőzetek röviden *akausztobiolitok*nak nevezhetők.

A III. *kőzetcsalád* az éghető biogén kőzeteket (*kauszobiolitok*at) öleli fel. Ezek egy része nagy molekulájú szerves vegyületekből álló, szilárd kőzet (*kőszén, olajpala, kátrányhomok*); más részük azonban a porózus kőzetek likacsterét kitöltő fluidum (*földgáz, kőolaj*). Az utóbbiak itteni tárgyalását — óriási gazdasági jelentőségükön kívül — keletkezésüknek és felhalmozódásuknak az üledékképződéssel való szoros kapcsolata, valamint kutatásuknak a szedimentológia kifejlesztésében játszott szerepe indokolja.

A törmelékképző, szállítási és leülepedési folyama-

tok egyidejűsége következtében a tiszta közettípusok a természetben nagyon ritkák. A lebegve szállított szemcsék általában *alapanyagként* veszik körül a durva szemcséket. A diagenetikus *cementásványok* viszont a közzetválás fontos tényezői. Az alapanyag és a cement mennyisége és minősége a kőzetcsaládokon belüli további részletezésre nyújt lehetőséget. Ezt és a felosztás egyéb szempontjait, a fő típusok keveredéséből származó *vegyes üledékes kőzeteket* s a minderre vonatkozó nevezéktant a fő típusok tárgyalásakor ismertetjük. Számos részletező szempontot sorol fel azonban BÁRDOSSY (1961) is.

Alábbi ismertetéseink az egyes kőzetfajták %-os közzetani összetételén túl több esetben ipari hasznosítási határértékeket és készletadatokat is közölnek. Nomenklatúráink az alapvető kőzetnevek összetételén, valamint ezeknek 2—3 jelzővel való ellátásán alapulnak. Az I. kőzetcsalád tárgyalását a *vulkano-* vagy *piroklasztitokéval* zárjuk. A II. családbeli üledékek tárgyalási sorrendje azért tér el a 18.1 táblázaton láthatótól, mert a fő közettípusok *földtani* jelentőségének sorrendjét kívánja érzékeltetni.

## IRODALOM

BÁRDOSSY GY. 1961: Üledékes kőzeteink nevezéktanának kérdései. — *Földt. Közl.*, **91**, 1, 44—64.  
KRUMBEIN, W. C.—SLOSS, L. L. 1951: *Stratigraphy and Sedimentation*. — San Francisco, Calif.: Freeman, 497 p.

LINK, A. G. 1966: Textural classification of sediments. *Sedimentology*, **7**, 249—254.  
SHEPARD, F. P. 1954: Nomenclature based on sand—silt—clay ratios. — *J. Sedim. Petrol.*, **24**, 151—158.

# 19. DURVATÖRMELÉKES KÖZETEK

JÁMBOR ÁRON ÉS BÉRCZI ISTVÁN

## 19.1 A KLASZTITOK ÁLTALÁNOS KÖZETTANI TULAJDONSÁGAI

### 19.11 A KLASZTITOK FOGALOMKÖRE

A mállás során képződött, finomabb-durvább közet- és ásványtörmelék helyben vagy szállítás után fölhalmozódott, még laza tömegét *törmelékes üledék*-nek, az ennek megszilárdulásával létrejött anyagot pedig *törmelékes* vagy *klasztikus* (detritikus) *közet*-nek, röviden *klasztit*nak nevezzük. Vegyi összetételére való tekintet nélkül, megfelelő körülmények között, elvileg minden közet klasztittá alakulhat. A klasztitok keletkezését elsősorban fizikai (pl. hidro- vagy aerodinamikai) törvények irányítják; kémiai folyamatok inkább csak a mechanikai hatásokra képződött üledék közetté szilárdulásában játszanak szerepet.

A törmelékes üledék és a belőle származó közet között minden átmenet lehetséges, hiszen a megszilárdulást az anyag tömörödésén és esetleges (kismértékű) átalakultságán kívül a benne kivált *kötőanyag* minősége és mennyisége biztosítja. A laza törmelékes közetek ujjaikkal is szétmorzsolhatók, vízzel összerázva pedig részecskéikre esnek szét. A tömörebbek alkotórészeit viszont már csak erős mechanikai igénybevétel útján lehet többé-kevésbé elkülöníteni. Kivételt azok alkotnak, amelyek kötőanyaga vízben, híg savas vagy lúgos oldatokban könnyen feloldható.

A törmelékes közetek elsődleges mechanikai elegyrészeit *szemcsék*nek, többnyire vegyi eredetű, másodlagos kötőanyagát *cement*nek nevezik. Gyöngébb osztályozottság esetén a közet nagyobb szemcséit *klasztoknak* hívják; a klasztokat beágyazó, nagyságrenddel kisebb méretű, de azokkal szingenetikus szemcsék együttesen az *alacsony* (mátrix). A mindezek után fennmaradó hézagok, a *pórusok* adják a közet pórus-térfogatót.

A térképezési és szénhidrogénkutatói gyakorlatban — durva leegyszerűsítéssel — sokszor minden a klasztoknál nagyságrendileg kisebb szemcseméretű komponens *mátrix*nak neveznek, ha az elsődleges alacsony és a másodlagos cement szabad szemmel nem különíthető el. Végül is mindkét alkotórész csökkenteni a rétegfolyadékok tárolására és áramlására alkalmas teret, és — mivel többnyire azonos mérettartományba esnek — azonos módszerekkel vizsgálhatók. Az így értelmezett mátrixon belül, ha ez szükségessé válik, az elsődleges alacsony és a másodlagos cement (mikroszkóp alatt) pótlólag még szétválasztható.

A törmelékes közetek leíró jellegű osztályozása és elnevezése megszilárdulásuk fokán, szemcséik méretén, kerekítettségén, ásványi összetételén és mátrixuk, valamint cementjük anyagi minőségén alapul. Ez a definíciójukból következő, elsődleges osztályozás elsősorban a törmelékanyag mechanikai tulajdonságait (szilárdságát és szövetét) veszi figyelembe; vegyi összetétele és genetikája csak ezután jön szóba. A szöveti sajátságok közül a hagyományos gyakorlat a szemcséknek a szubmikroszkópikus ( $< 1 \mu\text{m}$ ) mérettől a több méter átmérőt elérő tömbökig terjedő nagyságát ítéli legfontosabbnak. A klasztitok többnyire szabálytalan alakú szemcséinek átmérőit természetesen csak bizonyos közelítéssel lehet meghatározni (I. kötet, 15.2. fejezet). *A szemcseméret szerinti osztályok és alosztályok kitűzése s az alkalmazott sziták méretezése azonban eléggé önkényes: nemcsak országoként, hanem kutatási irányok és célok szerint is változik, sőt ezt az ingadozást gyakran még egyes üledék- és közettípusok megnevezésbeli különbségei is súlyosbítják. Jól példázza ezt az angolszász és német szakirodalom silt (Silt) kifejezése helyett nálunk alkalmazott számos névváltozat: közetliszt, homokliszt, aleurit, a mérnöki gyakorlatban „Mo”.*

A laza törmelékes közetfajták nevei általában a szemcseosztályok neveivel azonosak (I. kötet, 15.3 ábra). A klasztitok fő csoportjaiból mégis csupán a finomabbaknak van közvetlenül a szemcse-nagyságra, valamint a közet cementáltságának mértékére utaló, közhasználatú neve: *homok-homokkő, aleurit-aleurolit, agyag-agyagkő*. A durva klasztitok felosztása és megnevezése viszont elsősorban a szemcsék kerekítettségén és cementáltságán alapul (*szögletes törmelék-breccsa; kavics-konglomerátum*), és csak ezután tér át a szemcsenagyság szerinti osztályozásra. E különbségnek az az oka, hogy a kerekítettséget a többnyire szögletes szemcséjű homokos közetek között csak a szélfújta homoknál szükséges kiemelni; ez pedig egy jelzős szóösszetétellel (*futóhomok*) is elérhető. Az aleuritok és agyagközetek sorában pedig a kerekítettség még kivételesen sem lehet megkülönböztető elv.

A nevezéktani nehézségeket mégsem ez, hanem a szemcseosztályhatárok ingadozó felvétele, valamint a homok és az agyag közötti szemcseosztályokra a nyugati nyelvekben használt *silt* (Silt) szó magyar megfelelőjének a hiánya okozza. A „silt” helyettesítésére

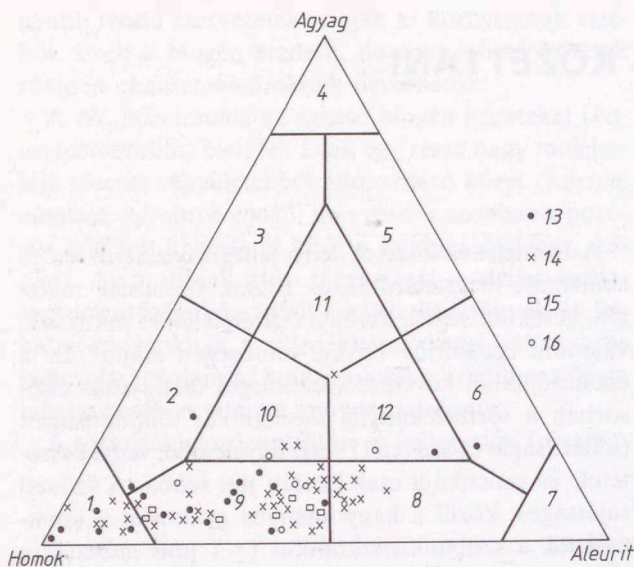
javasolt „kőzetliszt” kifejezést azért kifogásolják, mert 0,1 vagy 0,06 mm szemcsenagyság alatt az üledék közettörredéket már nem tartalmaz. Ezért helyette egyesek a „homokliszt” szót alkalmazzák. De bármily alkalmasak is e szavak a vonatkozó szemcseosztálynak, sőt még az ebbe eső laza üledékeknek a megjelölésére is, a „silt” méretű cementált kőzet megnevezésére belőlük képzett „kőzet-” vagy „homoklisztkő” megjelölés már rosszul hangzanék. Célszerűbb tehát e

kifejezéseket csak a szemcseosztályra vonatkoztatni, az ehhez tartozó laza üledéket a szovjet szaknyelvből átvett *aleurit*, ugyanennek tömörödött fajtáit pedig *aleurolit* névvel illetni.

Külön problémát jelent a talajmechanikai és mérnökgeológiai gyakorlatban meghonosodott „iszap” szónak a kőzetliszt- és agyagmért között fölvetett, ötödik szemcseosztály-névként való alkalmazása (I. kötet, 15.3 ábra). Az iszap ui. — az angol *mud* tökéletes megfelelőjeként — nem egy szemcsetartományt, hanem a kőzetliszt és agyag méretű szemcsék keverékét jelenti.

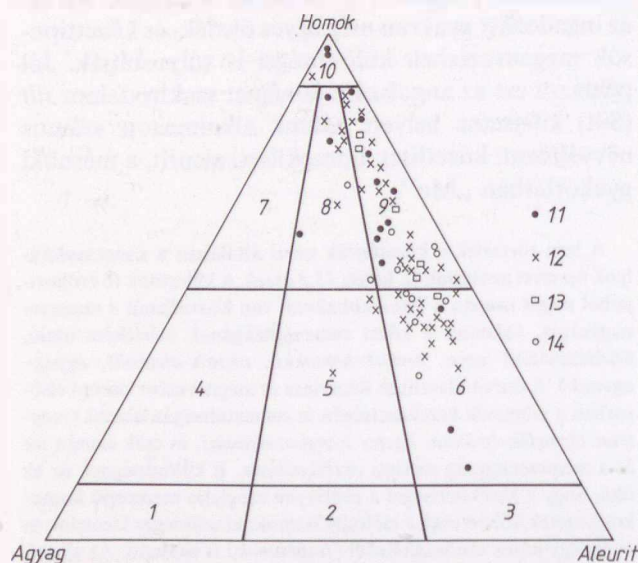
A geológus, ill. a talajmechanikus és mérnökgeológus szóhasználatának különbözősége jelentősen megnehezíti a különböző laboratóriumokból származó szemcseelemzési eredmények kiértékelését.

Uralkodó szemcseméretük alapján a törmelékes kőzetek három fő csoportba oszthatók, de a harmadikon belül további két alcsoportot különböztetnek meg (19.1 táblázat). Az egyes csoportok granulometriai határait a hozzájuk tartozó kőzetek fizikai viselkedésében mutatkozó és gyakorlatilag is fontos különbségek alapján tűzték ki. Ennek kulcsául a homokfrakció szolgál, mert a pszéfít/pszammit határt az üledék (kőzet) súly%-ban mért vízbefogadó képességének — vízkapacitásának — a 2 mm-es uralkodó szemcseméretnél észlelt, ugrásszerű változása indokolja. A pszammitok és a pélitok határát pedig azért célszerű 0,06 vagy 0,063 mm-nél fölvenni (a külföldi irodalomban gyakran látható 0,05, sőt 0,1 mm helyett), mert ez egyrészt a kőzetszemcsék homokkőbéli előfordulásának alsó határa, másrészt fontos hidrodinamikai választóvonal is: a 0,06 mm-nél kisebb szemcséket még a nyugodt vízfolyások is lebegtetve, az ennél nagyobbakat pedig görgetve szállítják. — A pélitok sorában az aleur(ol)itokat általában elkülönítik a náluk finomabb és az agyagásványok uralmával jellemzett argillitektől. Az utóbbiak közötti 0,002 mm-es határt a BROWN-féle mozgás észlelhetőségének kezdete alapján vették fel. Mások ezt a határt 0,005 vagy 0,006 mm-re,



19.1 ábra. Alföldi mélyfúrások bádeni korú homokos kőzeteinek szemcsenagysági diagramja SHEPARD (1954)-féle ábrázolásban

1. Homok(kő). — 2. Agyagos homok(kő). — 3. Homokos agyag(kő). — 4. Agyag(kő). — 5. Kőzetlisztes agyag(kő). — 6. Agyagos aleur(ol)it. — 7. Aleur(ol)it. — 8. Homokos aleur(ol)it. — 9. Kőzetlisztes homok(kő). — 10. Kőzetlisztes agyagos homok(kő). — 11. Homokos kőzetlisztes agyag(kő). — 12. Homokos agyagos aleur(ol)it. — 13. Algyő. — 14. Dorozsma. — 15. Öttömös. — 16. Üllés.

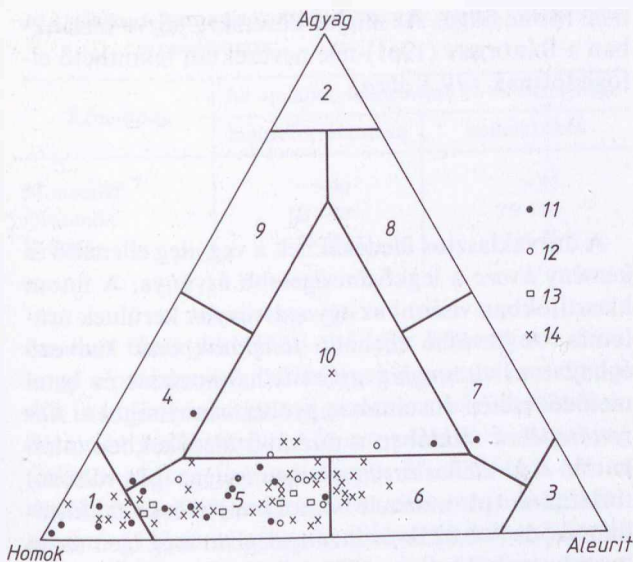


19.2 ábra. Alföldi mélyfúrások bádeni korú homokos kőzeteinek szemcsenagysági diagramja FOLK (1968)-féle ábrázolásban

1. Agyag(kő). — 2. Finom aleur(ol)it. — 3. Aleur(ol)it. — 4. Homokos agyag(kő). — 5. Homokos finom aleur(ol)it. — 6. Homokos aleur(ol)it. — 7. Agyagos homok(kő). — 8. Finom kőzetlisztes homok(kő). — 9. Kőzetlisztes homok(kő). — 10. Homok(kő). — 11. Algyő. — 12. Dorozsma. — 13. Öttömös. — 14. Üllés.

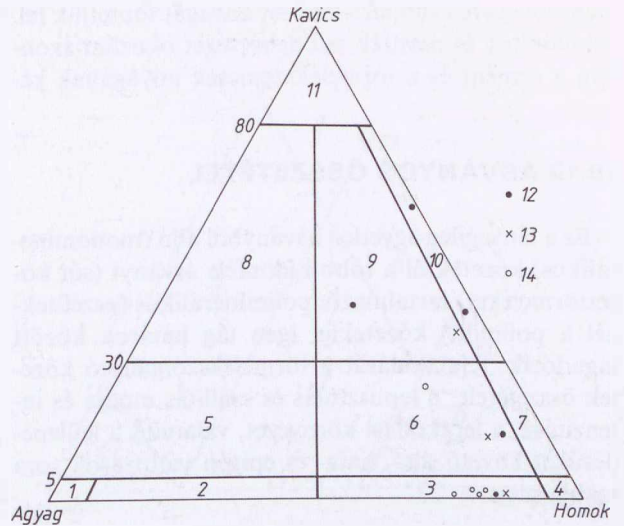
19.1. táblázat. A törmelékes üledékek és kőzetek fő csoportjai

Sorszám	A csoport neve	Uralkodó szemcseméret (mm)
1.	Durvatörmelékes üledékek és kőzetek (pszéfitek vagy ruditok)	> 2,0
2.	Homokok és homokkővek (pszammitok vagy arenitek)	2,0—0,06
3.	Finomtörmelékes üledékek és kőzetek (pélitok vagy lutitok)	< 0,06
	a) Aleuritok és aleurolitok	0,06—0,002
	b) Agyagok és agyagkőzetek (argillitek)	< 0,002



19.3 ábra. Alföldi mélyfúrások bádani korú homokos kőzeteinek szemcsenyagysági diagramja BÁRDOSSY (1961)-féle ábrázolásban

1. Homok(kő). — 2. Agyag(kő). — 3. Aleur(ol)it. — 4. Agyagos homok(kő). — 5. Kőzetlisztes homok(kő). — 6. Homokos aleur(ol)it. — 7. Agyagos aleur(ol)it. — 8. Kőzetlisztes agyag(kő). — 9. Homokos agyag(kő). — 10. Agyagos-kőzetlisztes-homokos üledék és üledékes kőzet). — 11. Algyő. — 12. Dorozsma. — 13. Öttömös. — 14. Üllés.



19.4 ábra. Alföldi mélyfúrások pszfites kőzeteinek szemcsenyagysági diagramja FOLK (1954)-féle ábrázolásban

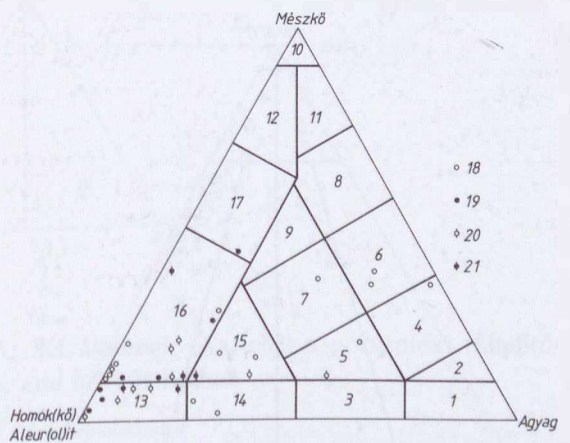
1. Agyag(kő)-aleur(ol)it. — 2. Homokos agyag(kő)-aleur(ol)it. — 3. Agyagos kőzetlisztes homok(kő). — 4. Homok(kő). — 5. Kavicsos agyagkő-aleur(ol)it. — 6. Kavicsos agyagos kőzetlisztes homok(kő). — 7. Kavicsos homok(kő). — 8. Agyagos-kőzetlisztes kavics (konglomerátum). — 9. Agyagos-kőzetlisztes-homokos kavics (konglomerátum). — 10. Homokos kavics (konglomerátum). — 11. Kavics (konglomerátum). — 12. Algyő. — 13. Dorozsma. — 14. Üllés.

az agyagásvány-egyedek átlagos méretének felső határa kívánják módosítani (pl. BÁRDOSSY 1961 is).

A törmelékes kőzetek túlnyomó többsége nem „tisztá típus”, hanem vegyesen tartalmaz durva, közepes és finom elegyrészeket. Összehasonlításuknak és osztályokba sorolásuknak is legszemléletesebb módja szemcsenyagysági alkotóiknak (kavics, homok, kőzetliszt, agyag) vonal-, háromszög- vagy térdiagramokban való feltüntetése. A vonalas diagram végpontjai, a háromszög- és a tetraéder-diagramnak pedig a csúcsai a tisztá típus 100%-át fejezik ki, segítségükkel az átmeneti kőzettípusok határértékeinek feltüntetése után a kőzet (pl. a kavicsstartalmú agyagos homok) is logikusan megnevezhető. A háromszögdiagramot azért alkalmazzák, mert a négy fő komponens közül ugyanazon kőzettípuson belül többnyire csak 3–3 van jelen figyelemreméltó mennyiségben. A megoldások néhány változatát a 19.1—19.4 ábrák szemléltetik. A háromszög- és vonaldiagram kombinációjából álló hasábdigram élci mentén azonban szükség esetén egy negyedik alkotó mennyisége is szemléletesen feltüntethető (19.10 ábra).

A legfinomabb törmelékes kőzeteket általában olyan vonalas diagramban ábrázoljuk, amelynek egyik vége felől a kőzet agyagtartalmát, másik vége felől pedig annak aleurit- vagy karbonát-, SiO<sub>2</sub>- és szervesanyag-tartalmát mérik föl. Ezzel szemben PICARD (1971) a finomszemű üledékek osztályozását csak több különböző sajátosság (szövet, ásványtani és kémiai összetétel, hasíthatóság, szín, tektonikai jelleg

és metamorf fok) együttes figyelembevételével véli megoldhatónak. A pusztán szemcséméreten alapuló osztályozás, amely a durvább és finomabb szemcserészleg elkülönítésekor egységes mátrixszal számol, a törmelékanyagon kívül még jelentős mennyiségű cementet (pl. karbonátot) is tartalmazó, vegyes kőzettípusokra nem alkalmazható. Ilyenkor a háromszög-



19.5 ábra. Vegyes összetételű alföldi felső-pannoniai pszammitek helyzete BÁRDOSSY (1961)-féle diagramban

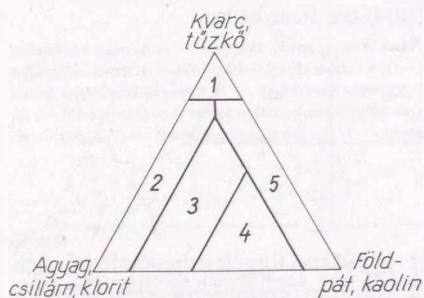
1. Agyag(kő). — 2. Meszes agyag(kő). — 3. Homokos (kőzetlisztes) agyag(kő). — 4. Agyagmárga. — 5. Homokos (kőzetlisztes) agyagmárga. — 6. Márga. — 7. Homokos (kőzetlisztes) márga. — 8. Mész(márga). — 9. Homokos (kőzetlisztes) mész(márga). — 10. Mész(kő). — 11. Agyagos mész(kő). — 12. Homokos (kőzetlisztes) mész(kő). — 13. Homokkő [aleur(ol)it]. — 14. Agyagos homok(kő) [aleur(ol)it]. — 15. Márgás homok(kő) [aleur(ol)it]. — 16. Meszes homok(kő) [aleur(ol)it]. — 17. Erősen meszes homok(kő) [aleur(ol)it]. — 18. Algyő-1. sz. fúrás. — 19. Algyő-2. sz. fúrás. — 20. Algyő-4. sz. fúrás. — 21. Algyő-5. sz. fúrás.

diagram egyik csúcán a cement anyagát tüntetjük fel. Elkülönítési és nevezéktani nehézséget okozhat azonban a cement és a törmelékszemszék anyagának ké-

miai azonossága. Az effajta kőzetekre nézve hazánkban a BÁRDOSSY (1961)-féle nevezéktan tekinthető elfogadottnak (19.5 ábra).

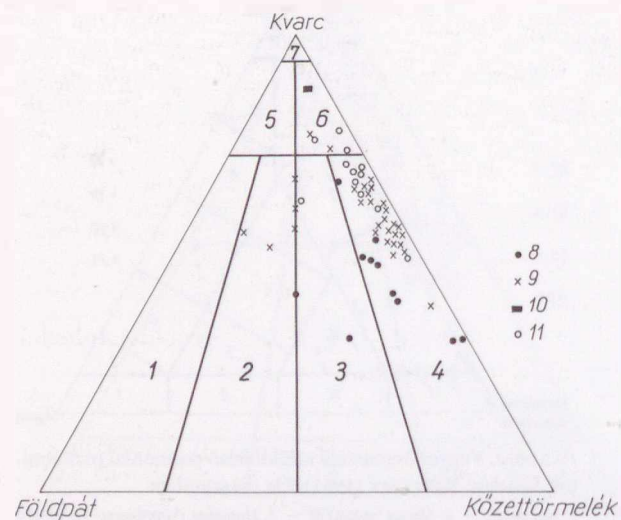
## 19.12 ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTEL

Ez a lényegileg egyetlen ásványból álló (monominerális) kőzetektől a több különféle ásványt (sőt kőzettörmelék) tartalmazó, poliminerális (pszefitek nél a polimikt) kőzetekig, igen tág határok között ingadozik. Kialakulását a törmelékszolgáltató kőzetek összetétele, a lepusztulás és szállítás módja és intenzitása, a lerakódási környezet, valamint a leülepedésüket követő dia-, kata- és epigén változások sora szabja meg.



19.6 ábra. Homokkőfajták ásványos összetételének kvantitatív elkülönítése KRYNINE (1948) szerint

1. Kvarcit (kvarcarenit). — 2. Földpátszegény grauvakke. — 3. Földpátús grauvakke. — 4. Kevert arkóza. — 5. Arkóza.



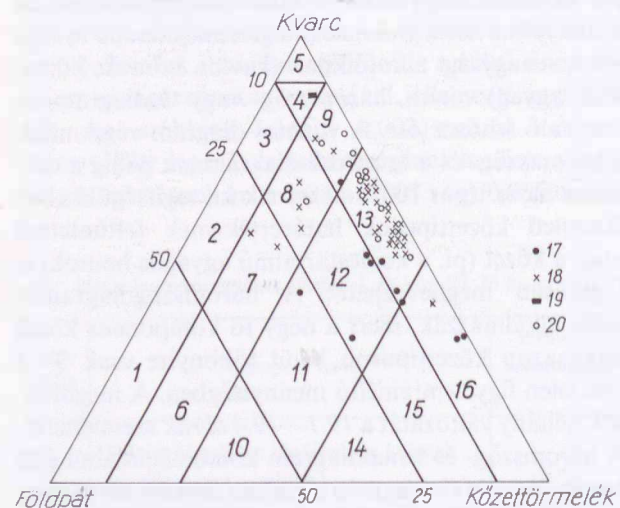
19.7 ábra. Alföldi mélyfúrások bádeni korú törmeléken kőzeteinek ásványos összetétele FOLK (1968)-féle ábrázolásban

1. Arkóza. — 2. Kőzettörmeléken arkóza. — 3. Földpátos kőzethomok (litarenit). — 4. Kőzethomok (litarenit). — 5. Kvarcarkóza (szubarkóza). — 6. Kvarc kőzethomok (szublitarenit). — 7. Kvarchomok (kvarcit, kvarcarenit). — 8. Algyő. — 9. Dorozsma. — 10. Öttömös. — 11. Üllés.

A durvaklasztos üledékeknek a vegyileg ellenálló és kemény *kvarc* a legközönségesebb ásványa. A finom klasztitokban viszont az *agyagásványok* kerülnek uralomra. A kevésbé ellenálló *földpátok* csak kedvező éghajlaton, viszonylag gyors felhalmozódás és betemetődés esetén dúsulnak nagyobb mennyiségben. *Kőzettörmelék* általában a durvább üledékekben található. A *járuledékos ásványok* mennyisége igen változó: torlatokon (pl. monacit-homokban) erősen feldúsulhatnak, de <0,02%-os mennyiségben még igen tiszta kvarchomokban is előfordulnak.

Az ásványos összetétel szerinti osztályozás félkvantitatív vagy kvantitatív. Az első esetben a kőzetvázat alkotó törmelékanyag homogenitását vizsgáljuk, s az uralkodó komponensek részaránya alapján *monomikt*, *oligomikt* és *polimikt* konglomerátumot (breccsát), ill. homokkővet különböztetünk meg (19.2 táblázat).

Kvantitatív osztályozás esetén a törmeléken kőzet bizonyos megfontolások szerint csoportosított ásványainak %-os mennyiségeit háromszög- vagy térdiag-



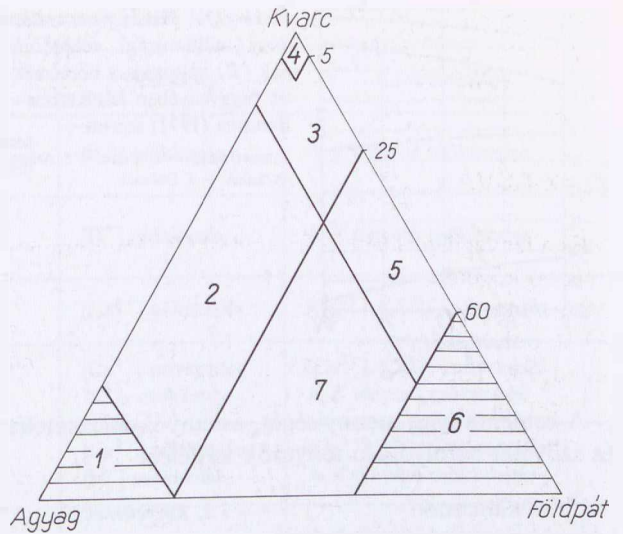
19.8 ábra. Alföldi mélyfúrások bádeni korú törmeléken kőzeteinek ásványos összetétele FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970)-féle ábrázolásban

1. Földpátús homokkő. — 2. Földpátban gazdag kvarcos homokkő. 3. Földpátos kvarchomokkő. — 4. Kis földpát- és kőzettörmelék-tartalmú kvarchomokkő. — 5. Kvarchomokkő. — 6. Kőzettörmeléken kvarcos földpátús homokkő. — 7. Kőzettörmeléken földpátban gazdag homokkő. — 8. Földpátos kőzettörmeléken kvarchomokkő. — 9. Kőzettörmeléken kvarchomokkő. — 10. Kőzettörmelékben gazdag, földpátús homokkő. — 11. Földpátban és kőzettörmelékben gazdag homokkő. — 12. Kőzettörmelékben gazdag, földpátos homokkő. — 13. Kőzettörmelékben gazdag, földpátszegény homokkő. — 14. Földpátban gazdag, kőzettörmelékben dús homokkő. — 15. Kőzettörmelékben dús, földpátos homokkő. — 16. Kőzettörmelékben dús, földpátszegény homokkő. — 17. Algyő. — 18. Dorozsma. — 19. Öttömös. — 20. Üllés.

19.2. táblázat. Pszammitok ásványi alkotók szerinti félkvantitatív osztályozása

Kőzettípus	Az uralkodó komponens %-os mennyisége	
	konglomerátumban	homokkőben
Monomikt	> 90	> 90
Oligomikt	50–90	75–90
Polimikt	< 50	< 75

ramban tüntetjük fel. E módszer lehetségessé teszi, hogy a pszammitok családjának egyes makroszkóposan is különböző típusait pontosan körülhatároljuk, és tovább részletezzük. A kvarc + tűzkő, az alapanyag (csillám + klorit + agyagásvány), ill. a földpát (+ az ennek mállásából származó kaolin) mennyiségét feltüntető 19.6 ábra, a kvarc, földpát és közettörmelék csúcsú 19.7 és 19.8 ábra, valamint a kvarc, agyag, földpát megoszlású 19.9 ábra háromszögdiagramjai, továbbá a DOTT—PETTIOHN-féle axonometrikus hasábdiaagram (19.10 ábra) egyaránt a kvarchomokkő,



19.9 ábra. Törmelékes kőzetek ásványos összetételének kvantitatív ábrázolása SELLEY (1976) szerint

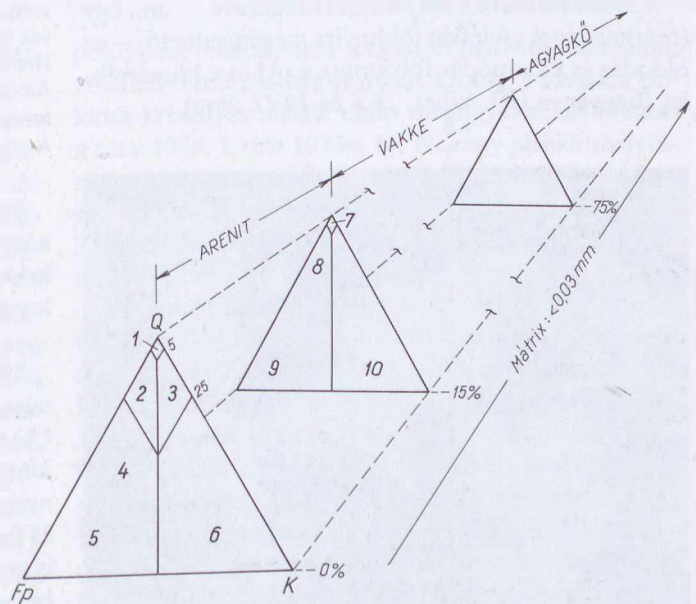
1. Agyagkő. — 2. Kvarcvakke (földpáttartalmú agyagos homokkő). — 3. Proto-kvarcit. — 4. Kvarcit (kvarchomokkő). — 5. Arkóza. — 6. Földpát-homokkő. — 7. Grauvakke.

Az 1. és 6. sz. képződmény a természetben többnyire csak elvi lehetőség.

19.10 ábra. Homokkővek ásványos összetétele a mátrix figyelembevételével a DOTT (1964) által módosított PETTIOHN (1957)-féle axonometrikus térdiagramban (in: PETTIOHN (1975))

1. Kvarchomokkő. 2. Szublitarenit. 3. Szubarkóza. 4. Litarenit. 5. Arkóza. 6. Arkózás homokkő. 7. Kvarcvakke. 8. Közettörmelékes grauvakke. 9. Arkózás vakke. 10. Földpátos grauvakke.

Q = kvarc. — Fp = földpát. — K = közettörmelék.



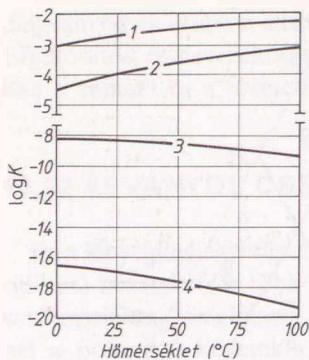
az agyagos-közettörmelékes grauvakke és a földpátos arkóza-féleségek elkülönítésének különböző megoldásai. Az ezek közti fő eltérés a diagramot megosztó egyenesek helyzetében, ill. az alapanyag figyelembevételének formájában van. Ennek megfelelően ugyanaz a kőzet különböző szerzőknél más-más nevet kap.

### 19.121 Cementképződés és cementfajták.

A cementáció az a kémiai folyamat, melynek során az üledék (vagy kőzet) pórusterében új, a már korábban létezett szemcséket összetapasztó ásvány (cement) vá-

lik ki. Kiválásának oka lehet a pórusoldat túltelítése, ami bekövetkezhet:

- szervetlen hatásként
  - elsődlegesen, vagyis az üledék lerakódását a diagenézis korai szakaszában követő, fokozatos koncentráció-növekedés eredményeként;
  - másodlagosan, tehát a késői diagenézis során a kristálykiválást követő koncentráció-csökkenés okozta újraoldódás és/vagy az ebből fakadó újabb koncentráció-növekedés, vagy az üledék betemetődésével járó fölmelegedés következtében;
- szerves hatásként, élő szervezetek élettani folyamatai nyomán;
- a szerves és szervetlen hatások kombinációjával.



19.11 ábra. Néhány cementásvány oldhatósági állandójának ( $K$ ) változása a hőmérséklet függvényében MCKENZIE—BRICKER (1971) szerint

1. Amorf kova. — 2. Kvarc. — 3. Aragonit, kalcit. — 4. Dolomit.

A cementanyag mennyiségét, ásványos összetételét és szövetét befolyásoló tényezők kétfélek:

1. Közvetettek:

- α) A környezet földtani-geokémiai alkata
- β) hőmérséklete
- γ) nyomása
- δ) Eh-pH viszonyai
- ε) élő szervezetei

2. Közvetlenek:

- A porusvíz kémiai összetétele
- A kristályosodási göcök sűrűsége
- A kristályosodási folyamat kinetikája

Azonos földtani környezetet feltételezve — ami egy (rész)medence esetében többnyire megengedhető — az oldódás és kicsapódás folyamata a pH és a hőmérséklet függvénye (III. kötet, 26.6 és 19.11 ábra).



19.12 ábra. Kvarc szemcse továbbnövekedési szegélye alsó-triász homokkőben. — Ásotthalom-3. sz. mélyfúrás. — + N. — 60×. — Foto: BÉRCZI I., 1971

**19.1211 Kovás cement.** Szokványos körülmények között a  $\text{SiO}_2$  kizárólag kristályos kvarc formában jelent termodinamikailag stabil rendszert. Máskor pedig kalcedon és opál alakjában válik ki. Az opál (mint amorf  $\text{SiO}_2$ ) azonban magasabb hőmérsékleten (nagyobb mélységben) instabil, s ezért (mikrokristályos) kvarccá vagy kalcedonná alakul át. Az amorf változat jobb oldhatósága tehát a kvarc lassabb kristályosodási sebességével párosul (19.12 ábra). Ez egyik oka annak, hogy a kvarc kötőanyagú homokkövek inkább a földtörténeti múlt idősebb képződményeiben találhatóak. A másik ok a  $\text{SiO}_2$  és a karbonátok eltérő hőmérséklettűrésében keresendő: míg a kvarc és az opál oldhatósága a hőmérséklet emelkedésével, a karbonátoké annak csökkenésével nő. Ennek következtében a nagyobb hőmérsékleten és nagyobb mélységben mobilisabb kova gyakran kiszorítja a karbonátot. Tovább erősíti ezt a folyamatot, hogy a karbonátok 7.5 pH alatt könnyen oldódnak, a  $\text{SiO}_2$ -változatok ellenben csak 9-es pH fölött kezdenek oldódni.

Hazai medencéinkben főként a vörös és zöld színű dolomitos márga-betelepüléseket tartalmazó, alsó-triász korú tarka homokkövek bizonyultak uralkodóan kovás kötőanyagúaknak (Jakabhegyi Homokkő Formáció; Végegyháza, Dombegyháza, Gyoma, Szeged, Ásotthalom stb. mélyfúrásai). A kovás cement ezekben kristályos, továbbnövekedéses és/vagy kiszorításos alakban jelenik meg (19.12 ábra).

**19.1212 Földpát-cement.** Magas nyomáson és hőmérsékleten, a földpáttörmelék oldódása és újakristályosodása révén, foltszerűen kialakuló, ritka jelenség. Hazai példáját nem ismerjük.

**19.1213 Karbonát-cement.** A túltelített karbonátos oldatok a hőmérsékletre, a nyomásra, pH-ra, a  $\text{CO}_2$  parciális nyomására, valamint a jelenlevő idegen ionok koncentrációjára egyaránt érzékenyek. Érvényes ez a tengeri üledékek  $\text{Ca}^{2+}$ -ra és  $\text{CO}_3^{2-}$ -ra telített és még számos más iont (pl.  $\text{Mg}^{2+}$ -t,  $\text{Sr}^{2+}$ -t,  $\text{SO}_4^{2-}$ -t) is tartalmazó porusvizére is. A kicsapódásnak az alábbi összefüggés a peremfeltétele (BLATT *et al.* 1972):

$$[\text{Ca}^{2+}] \cdot [\text{CO}_3^{2-}] \geq K,$$

ahol a zárójeles mennyiségek a megfelelő ionok aktivitását,  $K$  pedig az oldhatósági tényezőt jelenti. A karbonátcement kicsapódásához tehát vagy a  $\text{Ca}^{2+}$  ionok mennyiségének párolgás okozta növekedése, vagy a  $\text{CO}_3^{2-}$ -koncentrációnak a pH emelkedésével együttjáró növekedése, vagy a  $K$  oldhatósági tényezőnek a hőmérséklet-növekedés eredményezte csökkenése szükséges. Ez azt jelenti, hogy a mély betemetődéssel a karbonátos cementáció valószínűsége nő. A kicsapódás irányában ható szerves és szervetlen geokémiai folyamatokról a 19.3 táblázat nyújt áttekintést.

19.3. táblázat. A  $\text{Ca}^{2+}-\text{CO}_3^{2-}$  rendszert felszínközeli befolyásoló folyamatok

Hatótényezők	Jelenség	Eredmény	Következmény
Élő szervezetek életműködése	Fotoszintézis és a $\text{CO}_2$ parciális nyomásának növekedése	$[\text{H}^+]$ csökkenés	A K tényező csökkenése
	Bakteriális szulfátredukció, ammóniaképződés	$[\text{H}^+]$ csökkenés	A K tényező csökkenése
	Mész kiválasztás	$[\text{Ca}^{2+}]$ növekedés	$[\text{Ca}^{2+}].[\text{CO}_3^{2-}]$ növekedés
Szervetlen geokémiai folyamatok	Párolgás	$[\text{Ca}^{2+}]$ növekedés $^p\text{CO}_2$ csökkenés	$[\text{Ca}^{2+}].[\text{CO}_3^{2-}]$ növekedés A K tényező csökkenése
	Mállás*	$[\text{Ca}^{2+}]$ növekedés $[\text{H}^+]$ csökkenés	$[\text{Ca}^{2+}].[\text{CO}_3^{2-}]$ növekedés A K tényező csökkenése
Hőmérsékleti tényezők	Hőmérséklet-növekedés		A K tényező csökkenése
	Hőmérséklet-csökkenés		A K tényező növekedése

\* A diagenézis sekély betemetődési szakaszában a földpátok és agyagásványok  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  és  $\text{K}^+$  ionjainak helyére  $\text{H}^+$  épül be.

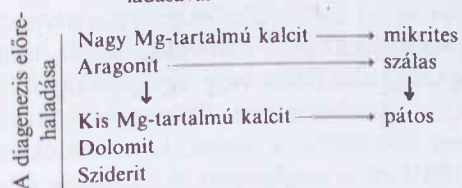
A karbonátcement anyaga kis vagy nagy Mg-tartalmú kalcit, aragonit, dolomit, ankerit vagy sziderit; formája kriptó- vagy mikrokristályos, szálás vagy pátos. A karbonátásványok, azok szöveti képe és a *diagenézis* előrehaladása közötti összefüggést a 19.4 táblázat szemlélteti. Eszerint a fiatalabb tengeri képződményekben többnyire mikrites szövetű, nagy Mg-tartalmú kalcit vagy szálás aragonit található. A kis Mg-tartalmú kalcit, a dolomit és sziderit viszont általában pátos formában és a rétegsor idősebb tagjaiban jelentkezik. Az eltérő ásványos és szöveti összetétel oka a járulékos és a nyomelemeknek a rácsszerkezet befolyásoló hatásában keresendő. A  $\text{Sr}^{2+}$  jelenléte pl. az aragonit képződését mozdítja elő, mivel a  $\text{Ca}^{2+}$ -nak a  $\text{Sr}^{2+}$ -mal való helyettesítése az aragonit-rácsban okozza a legkisebb feszültséget (DANIELS 1961). BISCHOFF és FYFE (1968) szerint a pórúsvízben mindig jelenlevő  $\text{Mg}^{2+}$  és  $\text{SO}_4^{2-}$  a kis Mg-tartalmú kalcit kristályosodásának gátlása révén kedvez az aragonit-kiválásnak. FOLK (1974) is úgy véli, hogy a  $\text{Mg}^{2+}$  rácsfizikailag teszi lehetetlenné a két dimenzióban egy-szerre növekvő, kis Mg-tartalmú kalcit kristályosodását, és így szálás szövetű aragonit-, ill. a mikrites szövetű, nagy Mg-tartalmú kalcit-kiválást idéz elő. Ezért a kis Mg-tartalmú kalcit elsődleges kicsapódására elsősorban tiszta édesvizekben és azok üledékeiben számíthatunk.

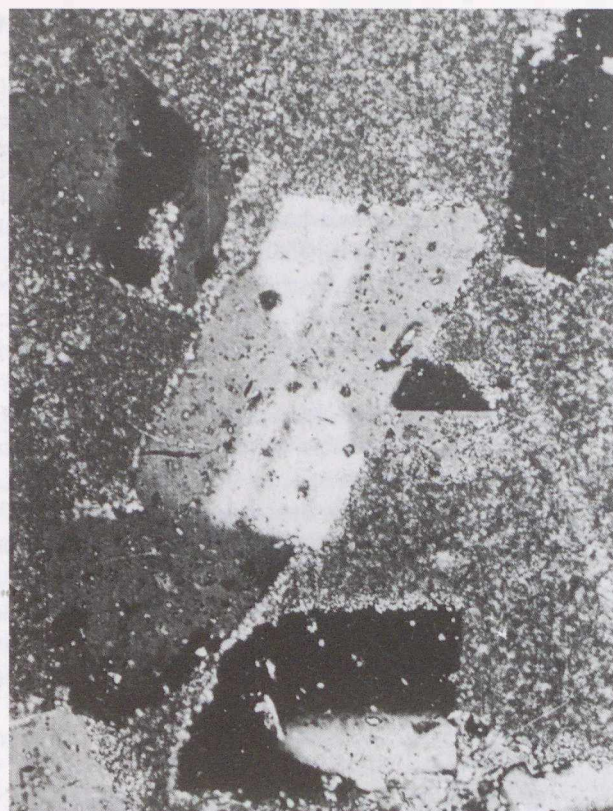
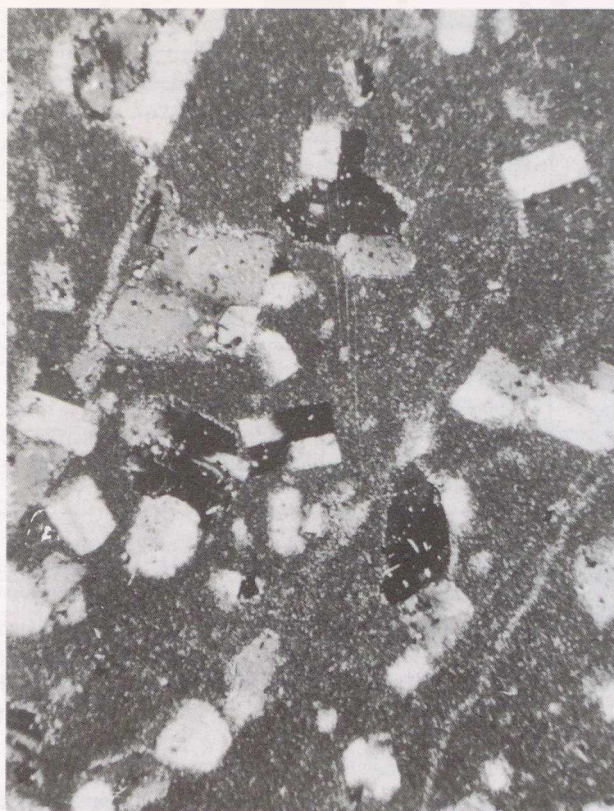
A dolomit-cementet korábban — abból kiindulva, hogy a kalcit → dolomit átalakulás késői diagenetikus folyamat — inkább az idősebb törmelékes kőzetek sajátosságának vélték. Újabban azonban a Föld több

pontjának tengeri, nem-tengeri és nem-sós fácieséből közöltek utólagos Mg-felvételt kizáró, közvetlen dolomit-kristályosodásra utaló megfigyeléseket (THRAILKILL 1968; LAND 1973a, b). Néhány alföldi mélyfúrás pannóniai rétegeinek euhedrális dolomitkristályai és MÜLLER (1969)-nek a Balaton-iszap vizsgálatával kapcsolatos eredményei is a régi nézetek módosítása mellett szólnak.

A sziderites cementációnak az alacsony Eh és a  $\text{Ca}^{2+}/\text{Fe}^{2+} > 150$  ion-arány az előfeltétele. (A sziderit ui. általában  $\text{Fe} \rightarrow \text{Ca}$  helyettesítés révén keletkezik.) Szideritkiválás történt pl. az Alföld pannóniai képződményeinek a deltasíksági fáciesbe tartozó részében, a Törteli Formáció semleges vagy enyhén lúgos, redukív jellegű (időszakos mocsári) környezetében. Redukáló, enyhén savas közegben ui. a  $\text{Fe}^{2+}$  könnyen mobilizálódik, és nagyobb távolságra is elvándorol. Szulfidos környezetben azonban piritként, karbonátos környezetben szideritként, oxidatív körülmények között pedig vasoxihidroxidként válik ki, cementanyagot alkotva.

19.4. táblázat. Törmelékes kőzetek karbonát-cementje anyagának és szöveti képének összefüggése a diagenézis előrehaladásával





19.13 ábra. Autigén földpátok az Öttömös-2. sz. mélyfúrás anhidrittel cementezett alsó-triász márgájában — + N. — 93 ×, ill. 279 ×. — Foto: BÉRCZI I., 1971

**19.1214 Anhidrit-cement** az intenzív párolgás zónáiban, a felszíni és felszínközeli oldatok besűrűsödése révén keletkezik. Ennek kapcsán először gipsz válik ki, amely azonban magasabb hőmérsékleten és nyomáson (nagyobb mélységbe kerülve) anhidritté alakul át. A hazai alsó-triász anhidrites sorozatainak közelében (pl. az öttömösi mélyfúrás anhidrites márga összetételében, amelynek szuperhalin jellegét homokos közbetelepüléseinek autigén kálföldpátjai is jelzik) inkább csak közettani különlegességként jelentkezik (19.13 ábra).

**19.1215 Másodlagos cementáció és porozitás.** A cementáció eredményeként a laza üledék szilárd közetté válik. Az egyensúlyi állapot a kialakulás körülményeinek nyomás-, hőmérséklet- és pH-viszo-

nyait tükrözi. A karbonátos cement elsősorban a pH-változásokra érzékeny: pH-csökkenés mellett mobilizálódik, kiszorítható, és így másodlagos pórusteret hagy maga után. Magas pH a kvarc és földpát oldódását és kalcittal való kiszorítását segíti elő (19.11 ábra). Kvarc/kvarc, kvarc/földpát és földpát/földpát kontaktusok esetén, nagy nyomáson, a kristályszerkezet könnyen feloldódik. Ezt a folyamatot a szemcséket övező illit-film is elősegíti, amelyben nagy nyomáson  $H^+ \rightarrow K^+$  helyettesítés játszódik le. A kilépő  $K^+$  helyi pH-csúcsot eredményez az érintkezés környékén, és ez a kvarc- vagy földpát-anyag feloldódására vezet. A pH a kontaktustól távolodva csökken, s itt a kovaanyag újra kiválik (THOMPSON 1959). Ez a folyamat ugyancsak fontos tényezője a másodlagos porozitás kialakulásának.

### 19.13 KÉMIAI ÖSSZETÉTEL

A klasztitok vegyi összetétele összefügg a szemcsemérettel. Homokméretben és innen lefelé a  $SiO_2$  uralodik, főleg kvarc alakjában vagy agyagásványok és más szilikátok alkotórészeként. Számos homok(kő)  $SiO_2$ -tartalma 70–80%, a tiszta kvarchomokoké azonban a 100%-ot is megközelíti. Az agyagok átlag-

os  $SiO_2$ -tartalma 40% körül van. — A törmelékes kőzetek másik fő alkotórésze az  $Al_2O_3$ -nak az átlaga finom homokokban kb. 10%, agyagokban kb. 20%. A  $TiO_2$ ,  $MgO$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$  és az alkáli-oxidok átlagos mennyisége csak ritkán több 7%-nál (PETTJOHN 1975).

## 19.14 GENETIKAI BÉLYEGEK

A klasztitokat kialakító, komplex folyamatok azok anyagát, szövetét és szerkezetét döntően befolyásolják. Ezért ezek mindegyike fontos *genetikai* (és technológiai) *információk* forrása, és így — bár a különböző csoportokon belül különböző mértékben — azok tagjainak jellemzésére is felhasználható. Kerekített szemcséjű durva klasztitoknál alkalmazzuk pl. az alapanyagának a *szállító és ülepítő közeg turbulenciája* szerint változó (kis, ill. nagy) mennyiségét kifejező *orto-*, ill. *parakonglomerátum* megjelölést. Az alapnév jelzőjeként tüntetjük fel a kőzetnek a *szemcsék irányítottagságával és illeszkedésével* is összefüggő szöveti tulajdonságait (pl. az osztályozottságát). Ezek a kőzet tömörségét, porozitását, permeabilitását és plaszticitását is befolyásolják, ezért talajtani és mérnökgeológiai fontosságuk is igen nagy.

A kiindulási kőzet *aprozódásának* az üledékben tükröződő *fokát* olykor speciális kőzetnév fejezi ki (grauvakke, arkóza). A *szemcsék anyagi összetételére* vonatkozó utalást általában a kőzetnév alapszavának bővítésével (kvarchomokkő, mészkőkonglomerátum), a cement minőségét, jellemző járulékos ásványok jelenlétét pedig jelző hozzáillesztésével fejezzük ki (meszes aleurit; glaukonitos homokkő). A kőzet *érettségére* utal a felismerhető közettörmelék és földpáttartalom (litarenit, arkóza, földpátos homokkő). A konglomerátum- és homokkőszemcsék *különműségének fokát* a mono-, oligo- és polimikt jelző mutatja. A kőzet *színét* feltüntető jelzők az ülepedés pH- és redox-viszonyairól tájékoztatnak, ezért mindig feltüntetendők.

Nagyon fontos a *közetszerkezeti bélyegek* (rétegzési mód, gradáltság, ritmicitás, üledékjegyek) fajták és fokozatok szerinti megfigyelése, az *ösmaradványtartalomra* és annak megjelenési módjára való utalás. NATLAND (1967) javaslata, amely a vízi eredetű klasztitokat a vízmozgás jellege (vonszoló áramlás, zagyár, gravitációs mozgás, ill. a mindezek hiányával jellemezhető lassú, mélytengeri felhalmozódás) szerint rendre *trakcionit*, *turbidit*, *gravitit* és *hemipelagit* néven osztályozza, tulajdonképpen azok jellegzetes üledékszerkezetén alapszik.

Bár a különféle osztályozási módok a kőzetnek egy-egy genetikai értékű tulajdonságát világítják meg, ezek sem önmagukban, sem együttvéve nem képesek a kőzet történetének vagy ülepedési környezetének tel-

jes kifejezésére. Faciológiai vagy ösföldrajzi célú munkák esetén nem elegendő egyetlen kőzetréteg akár valamennyi szempont szerinti osztályozásának együttes figyelembevétele sem, mert a réteget magába foglaló üledéksor minden lényeges tagjára nézve elegendő számú, s az osztályozásban is kifejezésre jutó, genetikai információval kell rendelkezniünk. *A közettársulások ui. mindig jobb kifejezői az üledékes környezet létrejöttét meghatározó szerkezeti mozgásoknak, mint az egyes rétegek.*

Az üledékes környezeteket 1) a szállító erők, 2) az üledékgyűjtő vízmélysége, 3) a felszín formakincse, 4) az éghajlat, 5) az élővilág, 6) az ülepítő közeg szerint lehet osztályozni. A földrajzi helyzet és az abban uralkodó folyamatok átfogó jellemzését szolgálja a leülepedési környezeteknek a 19.5 táblázatban látható csoportosítása. Természetesen minden nagyobb üledékes környezet további, jellemző üledékeket létrehozó egységekre bontható. Az alluviális síkságokat a sekélytengertől elválasztó parti környezetet pl. homokzátonyok, lagúnák és árapálysíkák kísérik. Mindezek törmelékes kőzetei esetében a szállítás történhet: *levegőben* (eolikus üledékek), *vízben* (folyóvízi, tavi, tengeri üledékek), *jégben* (tillitek), *gravitációs üledékcsúszással* (ami a már kialakult szövet és szerkezet megbotlygatását eredményezi).

19.5. táblázat. A főbb leülepedési környezetek rendszere



## 19.2 A RUDIT FOGALMA

A lepusztulásból származó törmelék durva és finom szemcséinek határát régebben sokan 4–5 mm-nél (a gránit aprózódásakor keletkező murva átlagos méreténél) kívánták megvonni. Bármily logikusnak tűnt is ez a lepusztulás látószögéből, a nemzetközi gyakorlat ehelyett mégis a 2 mm-es határt fogadta el, mert a mállás és szállítás útján önállóul ásvány szemcsék

mennyisége e mérethatár alatt válik uralkodóvá a közettörmelékéből álló szemcsékkel szemben.

*Durva törmelékes üledéknek, ill. közetnek (pszéfitnek vagy ruditnak) nevezünk tehát minden olyan törmelékes üledéket (ill. közetet), amelyben a 2 mm-nél durvább szemcsék tömege (súlya) a teljes tömeg (súly) 50%-át meghaladja.*

## 19.3 A RUDITOK ÁLAKI ÉS ANYAGI TULAJDONSÁGOK SZERINTI OSZTÁLYOZÁSA, NEVEZÉKTANA

Felosztási alapul szolgálhat: *a)* a szemcsék koptottsága (kerekítettsége), *b)* az üledék kötöttsége, *c)* a kötőanyag minősége, *d)* a szemcsék anyaga, *e)* nagysága, *f)* osztályozottsága, *g)* származása, *h)* az alapanyag mennyisége, *i)* az üledék oxidációs foka, és *j)* képződési módja.

*a)* A kerekítetlen, szögletes szemcsék neve *törmelék*, a kerekített szemcséké pedig *kavics*. A kerekítettség mértéke szerint megkülönböztetünk: alig, gyengén, közepesen, jól és kiválóan kerekített kavicsot.

*b)* A laza üledék szemcséit a közzétválás során a pórusterben kicsapódott ásványi anyagok cementálhatják. A kötöttség és a koptatottság mértéke szerint megkülönböztetett négy alaptípus:

Szemcsealak	Laza	Kötött
Kerekítetlen Kerekített	Törmelék Kavics	Breccsa Konglomerátum (kavicskő)

*c)* Általában meszes, kovás, limonitos, hematitos, agyagos és különleges kötőanyagú breccsát, ill. konglomerátumot különböztetünk meg. A különleges kötőanyagok (gipsz, anhidrit, jarosit, uránkorom, piroluzit, kalcedon, pirit, foszforit stb.) azonban jóval ritkábbak. A kötőanyag minőségét a közet nevéhez illesztett jelzővel fejezzük ki.

*d)* A szemcsék anyagi megoszlása szerint *monomiktnek* nevezzük a közetet, ha azok >90%-a egyfajta ásvány vagy közet töredéke. *Oligomiktnek* nevezzük akkor, ha néhány, *polimiktnek* pedig, ha sokféle közet töredékéből tevődik össze (19.2 táblázat). A monomikt ruditot alkotó szemcsék anyagát rendszerint a közet nevébe is belefoglaljuk (pl. kvarckonglomerátum; gránittörmelék stb.). Az összetétel a kiindulási közet alkata, a szállítási távolság, az esetleges újrafeldolgozás foka, a mállás és az erózió arányai szerint változik. Változásai tektonikus, ill. klimatikus okokkal magyarázhatók.

*e)* A szemcsék nagysága szerinti beosztási javaslatok nagy száma következtében a szemcseosztályokhoz tartozó elnevezések használata nem mindig egyértelmű; talán csak a hömpöly és a görgeteg jelent kivételt. Javaslatunk a 19.6 táblázatban látható.

A durva- és a finomszemcsés üledékek között természetesen mindenféle átmenet lehetséges. Ezért, ha a rudit 5–49%-nyi, 2 mm-nél finomabb szemcsét is tartalmaz, akkor annak nevéhez a finomabb részleg minőségét kifejező jelző(ke)t kell illeszteni (pl. homokos kavics, agyagos közettörmelék). Megfordítva pedig, ha egy zömében finomabb szemű közetben 5–49%-nyi durva szemcse van jelen, akkor annak nevét látjuk el a durva alkotóra utaló jelzővel (pl. kavicsos vagy közettörmelékes agyag).

*f)* A szemcsék nagyság szerinti megoszlása alapján osztályozatlan, jól, közepesen és rosszul osztályozott kavics, konglomerátum, ill. törmelék és breccsa különböztethető meg.

*g)* Származhatnak a durva törmelékes közet szemcséi ugyanazon formáció korábban lerakódott és már többé-kevésbé megkeményedett közeteinek medencén belüli áthalmozódásából, avagy üledékgyűjtőn kívüli (gyakran ismeretlen) lepusztulási területéről. Az előbbi esetben *intraformációs*, az utóbbi esetben *exotikus* konglomerátumról vagy breccsáról van szó.

*h)* A klasztok között elhelyezkedő, finomabb szemcsék alkotta alapanyag (mátrix) mennyisége szerint *orto-* és *parakonglomerátum*-ról beszélünk. Az előbbiben a mátrix csekély, <15%-nyi mennyisége miatt a kavicszemcsék érintik és megtámasztják egymást. Az utóbbiban a mátrix >15%-nyi mennyisége megakadályozza a kavicszemcsék közvetlen érintkezését, azok mintegy úsznak az agyagos alapanyagban, s a fedőterhelés közvetlenül az alapanyagra nehezedik (19.14 ábra).

19.6. táblázat. A durvatörmelékes üledékek és közetek szemcsenagyság és szemcsealak szerinti nevezéktana\*

Méret (mm)	Szemcsealak	
	Kerekített	Szögletes
2–4	Finom kavics	Murva
4–16	Apró kavics	Apró közettörmelék
16–32	Középszemű kavics	Középszemű közettörmelék
32–64	Nagyszemű kavics	Nagyszemű közettörmelék
64–128	Durva kavics	Durva közettörmelék
128–512	Görgeteg	} Nagyon durva közet-törmelék
> 512	Hömpöly	

\* UDDEN (1914) és WENTWORTH (1922) nyomán.

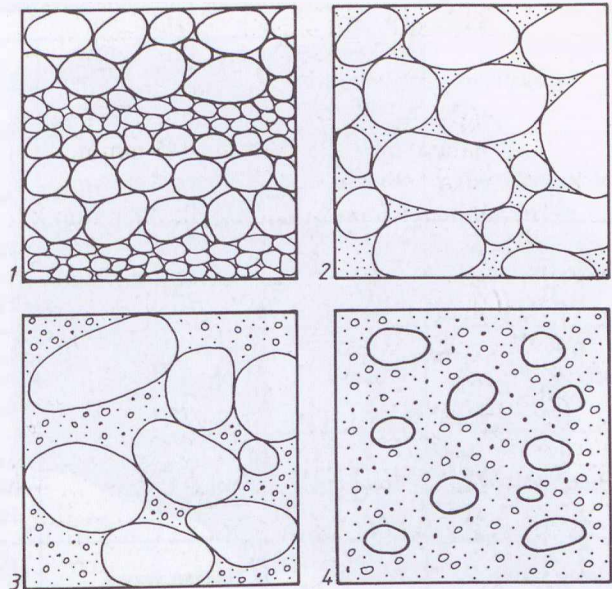
i) Oxidációs fokuk szerint a ruditok két nagy csoportba oszthatók, bár azokat kis mennyiségű átmeneti típus is összekötheti:

(1) Az oxidációs viszonyok között képződött kavicsos kőzetek az éghajlat függvényében vagy hidrohematitból és hematitból barnásvörösről vagy limonitból sárgára vagy barnássárgára színezettek. A vörös színűek mégis általában idősebbek: kambriumi, devon, felső-karbon, perm, triász vagy kréta korúak; a sárga vagy sárgásbarna színűek viszont többnyire kainozóosak. Lehetséges tehát, hogy e két altípus korkülönbségét a limonitnak vörös hidrohematitból való, s a betemetődéssel kapcsolatban megnövekedett, tartós hőhatás eredményezte átalakulása okozza. Bizonyos mértékig elmentmond azonban ennek az a tény, hogy vörös kőzetek a harmadidőszak minden periódusában előfordulhatnak. Sárga (limonitos) színezésű pszefitek viszont sem kréta, sem krétaelőtti üledéksorokból nem ismeretesek.

(2) Reduktív közegben keletkezett, ennél fogva szürke pszefitek a földtörténet minden szakaszában fellelhetők. Ezért ezek az oxidatív jellegűknél többnyire finomabb szemcsészetű kőzetek teszik ki a durva törmelékes üledékek nagyobbik hányadát.

j) A pszefiteknek a genetikai típusukat meghatározó képződési módja igen változatos. Egyesek kifejezetten mállási, mások folyóvízi, glaciális vagy abráziós eredetűek, ismét mások felszíni vagy víz alatti üledékfolyások, suvadások és ezekhez kapcsolódó zagyárok (gyakran intraformációs) termékei. E típusok elkülönítésében a szemcsék anyaga, nagysága, kerekítettsége, osztályozottsága, a kőzet oxidációs foka játsza a fő szerepet. Például a *fanglomerátum* többségében nem (vagy csak alig) kerekített, vegyes (intraformációs vagy exotikus) eredetű, a péltés szemcséktől a köbméteres hőmpölyökig terjedő szemcsékből áll. Ez az igen rosszul osztályozott genetikai kőzettípus általában nagy tömegű, laza kőzettörmelékéből és vízből álló üledékfolyás lerakódása.

Bár a durva törmelékes kőzetek többsége *exogén* folyamatok terméke, egy részük keletkezésében *endogén* folyamatoknak (a vulkáni működésnek vagy a hegységképződésnek) is fontos szerepe van (23.321. és 19.721. fejezetrészek). A *vulkáni breccsák és konglomerátumok* túlnyomó része a vulkáni kitöréshez kapcsolódó gravitációs, légi, glaciális vagy vízi szállítás után, a mállási eredetű üledékes kőzetekhez hasonlóan rakódik le, és közbetelepülve, az üledéksorok anyagát gyarapítja. Szerkezeti és szöveti tulajdonságaik alapján tehát valódi üledékes kőzetek.



19.14 ábra. 1—2. Szemcsévázú (orto-)konglomerátumok szövetének vázlata, bimodális szemcseloszlással, alapanyag nélkül (1), ill. jól osztályozott alapanyaggal (2)

3. Átmenet a parakonglomerátum felé: polimodális szemcseloszlás, gyengén osztályozott alapanyag, ritkább szemcsérintkezés  
4. Alapanyagvázú parakonglomerátum, polimodális alapanyagban elszórt durvább szemcsékkel

A *tektonikus breccsák* viszont a hegységképző erők hatására mozgó kéregdarabok súrlódásának vagy tágulás okozta szétfeszítésének termékei. Ezért legfeljebb az üledékes folyamatok kezdetéhez kapcsolódó, helyben maradt, fizikai mállástermékek némelyikével vethetők össze. Nem építik, hanem megszakítják a kőzetsorokat, és csak lepusztulásuk esetén járulnak hozzá az üledékek képződéséhez. Hogy röviden mégis foglalkozunk velük, azt az üledékes breccsáktól való megkülönböztetés szándéka indokolja.

## 19.4 A RUDITOK ELTERJEDÉSÉT MEGSZABÓ TÉNYEZŐK

A durvatörmelékes üledékek elterjedését az éghajlati tényezők, a domborzat szintkülönbségei, a lepusztulási területet alkotó kőzetek anyagi összetétele és tektonizáltsága *együttesen* szabályozzák.

A *hőmérséklet* a fizikai és kémiai mállás egyik legfontosabb tényezője, hatása azonban nagymértékben függ az csapadék mennyiségétől és minőségétől. Minél melegebb és csapadékosabb az éghajlat, annál kisebb a durva törmelékes kőzetek kémiai mállás még esélye. A trópusi laterit-övezetben uralkodó erős kőzettörmelék az alkalomszerűen képződő lejtőtörmelék is rövid idő alatt agyag-az alkalomszerűen képződő lejtőtörmelék is rövid idő alatt agyag-az alkalomszerűen képződő lejtőtörmelék is rövid idő alatt agyag-az alkalomszerűen képződő lejtőtörmelék is rövid idő alatt agyag-

rad, és csak kis része szenved rövid, többnyire gravitációs szállítást. A *mérsékelt éghajlat* csak közepes mennyiségű, bár vegyes összetételű és genetikájú durva törmeléket termel. *Hideg éghajlat* alatt, a fagyhatás következtében, általában sok és vegyes összetételű törmelék keletkezik; a törmelék elszállítását azonban a csapadék hiánya akadályozhatja. Bővebb csapadék esetén a törmeléket a lavinák és a gleccserek tovaszállítják; csapadékszegény területen a törmelék helyben marad, és képződése lelassul.

Az éghajlattípusoknak a durva törmelékes üledékek képződésében játszott szerepét a 19.7 táblázat szemlélteti.

A *domborzat* részint a mikroklimán, részint a lehordást irányító szintkülönbségeken át hat. A szélnek,

19.7. táblázat. A jelenkori fő éghajlaltípusok durvatörmelékcs üledékei

Éghajlaltípus	A képződött törmelék mennyisége	Az üledék anyagi összetétele	A fő üledéktípusok	
			genetikai jellege	mennyisége
Meleg–nedves	Kevés	Kvarcban gazdag	Lejtőtörmelék Abrázios kavics	Kevés vagy semmi
Meleg–száraz	Sok	Vegyes	Helybenmaradt törmelék Lejtőtörmelék Fanglomerátum	Sok Sok Közepes
Mérsékelt	Közepes	Vegyes	Lejtőtörmelék Prolúvium Folyóvízi kavics	Közepes Közepes Kevés
Hideg–nedves	Sok	Nagyon vegyes	Lejtőtörmelék Moréna Folyóvízi kavics	Sok Sok Kevés
Hideg–száraz	Közepes	Nagyon vegyes	Helybenmaradt törmelék Lejtőtörmelék	Közepes Közepes

csapadéknak, napsugárzásnak kitett lejtőkön a közetek mállása általában erőteljesebb, a domborzati energia növekedése pedig különösen kedvez a durva üledék képződésének.

Míg a hőmérséklet elsősorban a képződő törmelék mennyiségét és összetételét, a csapadék minősége és eloszlása a mállás és szállítás módját, a domborzati energia a szállítás és lerakódás intenzitását befolyásolja, a *lepusztulási terület közettani felépítése* főleg a törmelék anyagi minőségére van hatással. A valóságos helyzet azonban ennél is bonyolultabb, mert e fő hatásokon kívül egyrészt a tényezők mindegyikének más, mellékes hatásai is vannak (vagy lehetnek), másrészt pedig közöttük (különösen az átmeneti éghajlaltípusok sűrűn változó időjárási viszonyai folytán) igen bonyolult kölcsönhatások léphetnek fel.

Tovább bonyolítja ezt a képet, hogy a domborzati minőségét, az alkotó közetek keménységén és mállással szembeni ellenállásán kívül, végső soron *szervezet alakulási tényezők* határozzák meg. Minél keményebb, és litoklázisokkal minél sűrűbben átjárt —

durván tehát: minél idősebb — egy kőzet, annál alkalmasabb arra, hogy lepusztulása nyomán durvatörmelékcs kőzet keletkezzen. Kéreglemezek ütközési sávjában, a morfológiailag eleve erősen tagolt, és többnyire vulkáni láncoktól is kísért orogén övek hegységi részein különösen gyakoriak a ruditok. A jelentős szintkülönbségek következtében azonban ezek többsége a szomszédos üledékgyűjtőkbe szállítódik. Az utóbbiak peremvidékein és selfjein lerakódott durva fluviomarin törmelékcs és kavics egy részét — földrengések, árvizek, torkolat-áthelyeződések stb. következtében támadt — víz alatti zagyarak a medencék belsejéig is eljuttathatják.

*A ruditok tanulmányozása és a nyert eredmények kiértékelése tehát nagy körültekintést igényel.* Bár a durva törmelékcs üledék felhalmozódását az említett 4–5 fő tényező együttes, de időben változó erősségű hatása irányítja, alaki tulajdonságai nagymértékben egy hatodik tényezőtől, az áthalmozódás módjától és távolságától függenek.

## 19.5 MONO- ÉS POLIMIKT BRECCSÁK

A breccsa olyan erősen kötött törmelékcs kőzet, amelyben a 2 mm-nél nagyobb átmérőjű, szögletes (vagy csaknem szögletes) szemcsék mennyisége > 50%. Ha alkotórészei egyneműek, monomikt breccsáról, ellenkező esetben polimikt breccsáról be-

szélünk. A monomikt breccsának speciális válfaja az autoklasztos breccsa. Ezt az jellemzi, hogy klasztjai valamely friss üledékcsnek a leülepedése vagy korai diagenezise során végbement összetöredezéséből származnak, s a cement eltávolítása után elvileg ismét

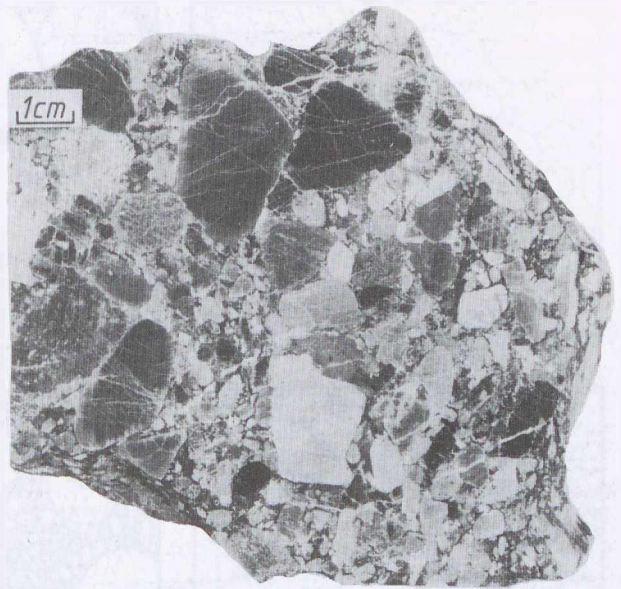
összeilleszthetők. A polimikt breccsa viszont korábbi keletkezésű üledékes kőzetek, eruptívumok és/vagy kristályos palák exotikus klasztjait tartalmazza.

Az autoklasztos vagy sajátanyagú breccsák túlnyomó részének klasztjai csak kissé korábban leülepedett agyag-, mészkő-, dolomit-, tűzkörétegek *tengeralatti suvadás* vagy tömegcsuszamlás következtében keletkezett darabjai. A húzásnak alávetett finomabb rétegek töredékeit a közjük befolyt, vízzel telített aleurit vagy homok cementezi. Sajátanyagú breccsa képződhet a *dolomitosodással* vagy a *kovagél vízvesztésével* járó térfogatsökkenés révén is. Az ilyen dolomitbreccsáknak általában nemcsak a klasztjai dolomitosodnak, hanem a cementje is dolomitosodik, a cement szövete és ritkaelem-tartalma azonban a klasztokétól eltérő lesz. A kovagél vízvesztésekor annak előbb megszilárduló és széttöredező külső kérget a belső, még képlékeny kovaanyag kitérkedései ragasztják össze.

Sajátanyagú breccsa keletkezik akkor is, ha a *szemiarid klímájú területek* felszíne alatt képződő mész- vagy gipszpépnek az átkristályosodása során abból képződött törmeléklet a felülről leszivárgó gyér csapadékvíz által lemosott anyagok tapasztják össze, vagy ha a karbonát- és evaporittömegekben kioldódó üregek beomlásakor képződött törmelék cementálódik (*karsztribreccsa*). A *csontbreccsáknak* a ragadozók által összehordott és lerágott darabjai összemosódásuk során vagy a fedőtakaró nyomása alatt zúzódnak tovább. Nagyon hasonlóak az autoklasztos breccsákhoz az ártéri vagy tengerparti agyagfelszín száradási repedéseinek kialakulásával egyidejűleg felleveledő, s a következő árvíz vagy dagály által elosztott (és ezért gyakran kissé le is kerekített) agyagcserepekből összeállt *száradási breccsák* (ill. agyagkavics-konglomerátumok), amelyek cementje többnyire csak 1–2 nappal fiatalabb a klasztoknál.

*Átmenet* az autoklasztos és a polimikt breccsa között a tengeralatti lejtőkhöz és vízalatti csuszamlásokhoz kapcsolódó *intraformációs breccsa* és a *zátonybreccsa*. Az *előbbi* gyakran a fekvő képződemények törmelékének lejtőmenti lecsúszásával képződik, és mintegy középpütt áll az autoklasztos suvadás és a cseppfolyós zagyr között. Az *utóbbi* a bioherma növekedésével egyre meredekebbé váló zátonylejtő lábánál a hullámvérés hatására felhalmozódott és itt gyakran pelágikus iszappal keveredett törmelékéből keletkezik. A paleozóikum rendszeren kis magasságú zátonyhalmainak hullámzástól megkímélt magjaihoz gyakran széles *sekélyvízi breccsásáv* csatlakozik.

A *polimikt breccsák* klasztjainak anyaga általában igen különböző cementjüknek, vagy az ilyen breccsákat befogadó formációknak az anyagától. Ez utóbbiakban való elhelyezkedésük csaknem mindig a gravitációs csuszamlás eredménye. Az *exotikus breccsa pl.* a redőződés által felszínre emelt tengerfenéki kőzetek lejtő mentén lecsúszó törmelékének más tengeri üledékek közé keveredése révén képződik. Kéreglemezek ütközési öveiben sokféle átmenet jöhet létre az üledékes breccsa, a vadflis, az üledékes szirtek és a tektoni-



19.15 ábra. Kevés eruptív szemcsét is tartalmazó, rosszul osztályozott, vörösayag cementű, szárazföldi dolomitbreccsa (átmenet a konglomerátum felé). — Középső-triász: az anisusi emelet felső része. — Bükk hegység: heverő darab a Garadna-völgyből a Savós felé vezető műút mellől. — Gy.: BALOGH KÁLMÁN (8631/1951. B. K.). — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

kai melanzs között, hiba lenne azonban minden exotikus breccsát lemezhatárnak tekinteni.

A *szárazföldi lejtőbreccsákat* általában a talajvízből kiváló kötőanyag vagy vörös agyag cementezi (19.15 ábra; 25.9. tábla: 1). A szárazföldi iszapfolyások által főleg szemiarid területen, hegységekben és vulkánok környékén létrejött *fanglomerátumok* vagy *óriásbreccsák* némelyikében 1000 m hosszúságú klasztokat is megfigyeltek (FAIRBRIDGE 1978). *Szolifukációs lejtőbreccsák* különösen a pleisztocén periglaciális övezeteiben gyakoriak. Ezek kalcittal cementezett fajtáival főleg a Földközi-tenger mészkőpartjai mentén találkozunk. A nem-karbonátos szolifukációs breccsák viszont többnyire máig sem cementeződtek. Az ugyancsak szárazföldi eredetű *glaciális*, valamint *maradványbreccsákkal* a 19.715., ill. a 19.712. fejezetrészekben foglalkozunk részletesebben.

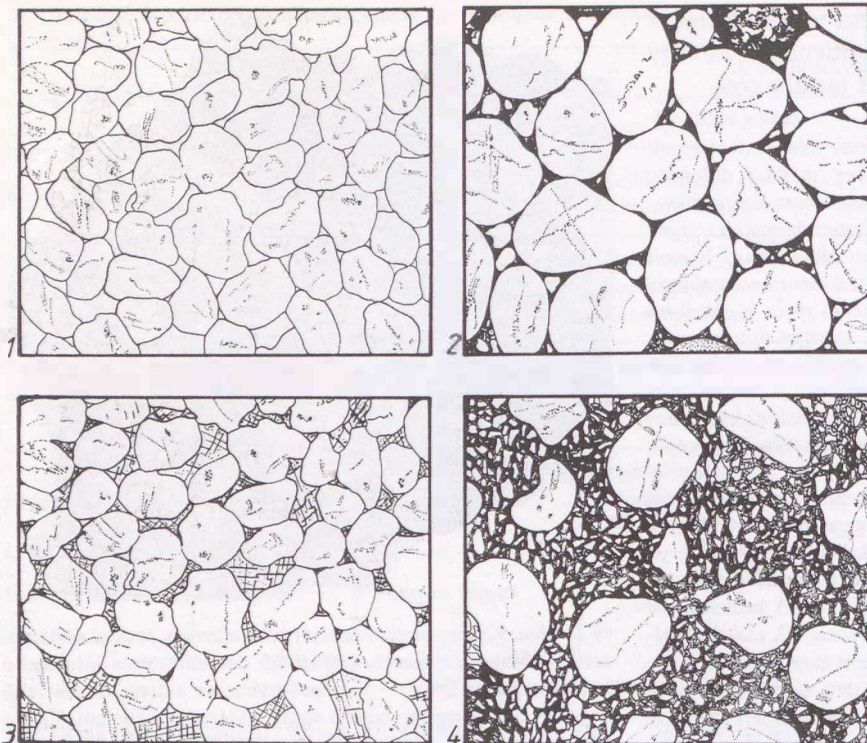
A breccsa olyan gyűjtőnév, amit az eddig említett, kifejezetten üledékes kőzettípusokon kívül — a *vulkáni, intrúziós* vagy *tektonikai* származás kötelező feltüntetése mellett — endogén eredetű szögletes kőzettörmelékerekre is alkalmazhatunk. Az utóbbiak felszínre került részletei üledékes folyamatok részeseivé válhatnak (l. a 19.721. fejezetrészt).

## 19.6 ORTO- ÉS PARAKONGLOMERÁTUMOK

A konglomerátum olyan kötött törmelék kőzet, amelynek homokos, aleuritos vagy agyagos alapanyaga > 50%-nyi, 2 mm-nél nagyobb, kerekített klasztot tartalmaz. Ha az alapanyagban levő klasztok mennyiségük < 50%, akkor a kőzetet kavicsos homoknak (aleuritnak vagy agyagnak), ill. konglomerátumos ho-

mokőnek (aleurolitnak vagy agyagkőnek) nevezzük.

A konglomerátumok klasztjainak szoros vagy laza illeszkedése, a klasztok és az alapanyagszemcsék mennyiségének és méretének arányai a szállító közeg viszkozitását tükrözik. Ezért a többnyire jól osztályozott alapanyaggal rendelkező, bimodális szemcse-



19.16 ábra. Különböző típusú konglomerátumok (ill. homokkövek) szöveti képe

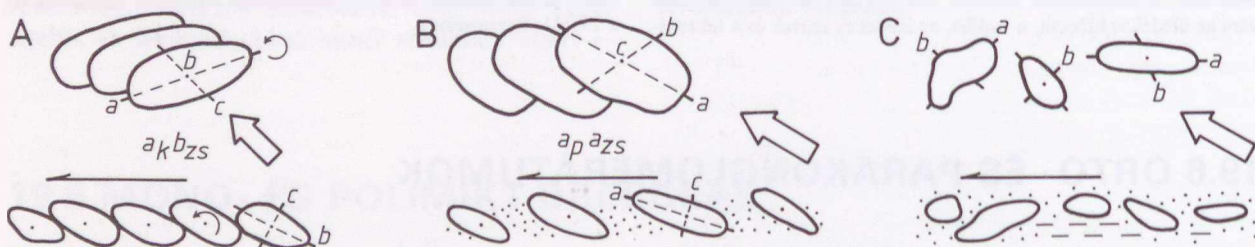
Ortokonglomerátum (ill. kvarchomokkő): 1. mátrix nélkül, 2. kevés bimodális mátrixszal, 3. meszes mátrixszal.

Parakonglomerátum (ill. agyagos homokkő) közettörmelékkel vegyes alap- és kötőanyaggal (4).

eloszlású és szemcsevázú, PETTIJOHN (1957) szerint <15%-nyi mátrixú ortokonglomerátumokat (19.16 ábra: 2—3; 25.9 tábla: 2) általában rendes viszkozitású vízárak üledékének tartják. Ezzel szemben a polimodális szemcsézettű, rosszul osztályozott, alapanyagvázú parakonglomerátumokat (hőmpölyös agyagköveket, diamiktiteket) erősen viszkózus közegek (vízalatti csuszamlások, iszapfolyások, jégárak) lerakódásainak vélik (19.16 ábra: 4). Mindazonáltal az eredet pontos tisztázása érdekében mindkét konglomerátum-típusnál tüzetesen meg kell vizsgálni, hogy azok klasztjai és alapanyaga egyazon szállítási mechanizmus termékei-e (tehát, hogy az ortokonglomerátum finom anyaga nem utólag szűremkedett-e a klasztok közé; hogy a parakonglomerátum durva kavicsai

valóban együtt szállíthatóak-e az alapanyaggal, és nem másodlagosan, pl. gravitációs omlással kerültek-e a normális ülepedésű iszapba).

A kavicsok irányítottasága arról tanúskodik, hogy az egymástól függetlenül mozgó klasztok az áramlás természetének leginkább megfelelő helyzetet igyekeznek fölvenni (17.214 fejezetrészt). A 2 cm-nél hosszabb kavicsokból álló ortokonglomerátumokban megfigyelt kétfajta elrendeződés (19.17 ábra) kétféle szállító mechanizmus terméke. A síksági folyóvizekben gyakori A) típusnak az áramlással szembeálló, egyébként azonban horizontálisan rétegzett kavicsai saját főtengeleyük körüli, medri görgetődésükről árulkodnak; ilyen eredet mellett gyakori a ferderétegzés és ritka a gradáció. Az  $a_p a_{zs}$  zsindelességű B) típusal



19.17 ábra. Konglomerátumok kavicsai irányítottaságának térbeli képe (felső sor) és áramlásirányú metszete (alsó sor) vázlatosan, WALKER (1975b) nyomán

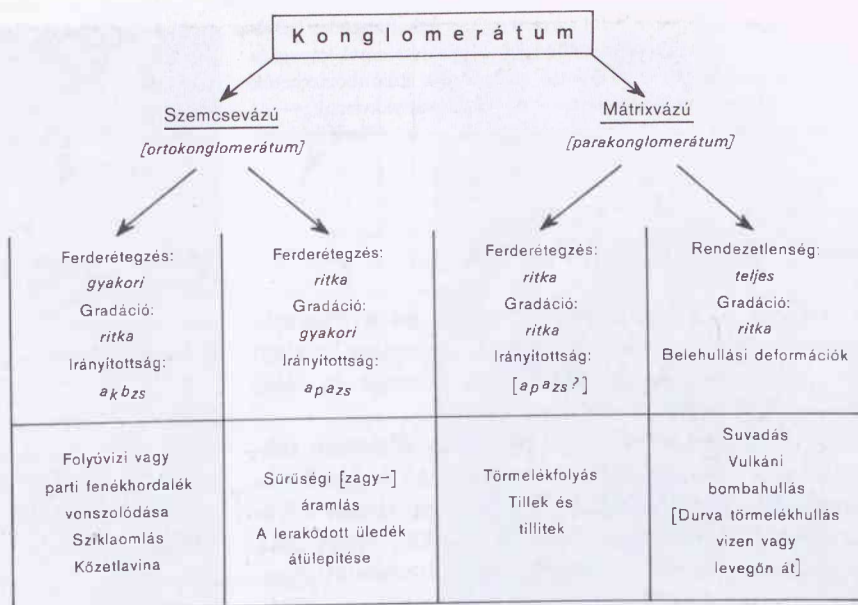
A: az egy rétegben levő kavicsok főtengeleyei ( $a$ ) keresztezik az áramlás irányát (nyíl),  $b$  tengelyük fordul szembe az áramlással:  $a_k b_{zs}$ .

B: az egy sorban levő szemcsék főtengeleye párhuzamos a folyásiránnyal, s a kavicsok az  $a$  tengely szerint zsindeleződnek:  $a_p a_{zs}$ .

C: osztályozatlan, teljesen rendezetlen parakonglomerátum.

Az A eset a síksági folyók fenékhordalékát, a B eset a hegyi patakot és a zagyarritmusok legálját, a C eset a törmelékfolyások és a piroklastikus árok üledékét jellemzi.

19.18 ábra. A konglomerátumok szöveti és szerkezeti típusainak szállítási mechanizmusok szerinti megoszlása COLLINSON—THOMPSON (1982) nyomán



viszont turbiditokban és jégbordta tillitekben találkozunk. A B) esetnek ritkán ferderétegzéssel, gyakran gradációval való társulásakor a kőzet zagyárból való ülepedése kétségtelennek látszik.

Míg az ortokonglomerátumok általában jól rétegzettek, a parakonglomerátumok többségét — az áramlási viszonyok változatlansága következtében — a rendezetlenség jellemzi (19.17 ábra: C). Rétegzés főleg csak azokban a csöndesvízi (tavi) üledékekben látható, amelyek lemezes szerkezetű iszapjába jégszállította kavicsok süllyedtek be a jég elolvadása után. Rétegesen halmozódhatnak föl azonban az egymás fölött lerakódó, sűrű iszapfolyások önmagukban rendezetlen üledékei is.

Horizontális rétegzettséget okozhat konglomerátumokban a klaszterek méretének, összetételének, osztályozottságának és elhelyezkedésének változása. Ha a rétegek átmennek egymásba, akkor a rétegzés csupán az üledékképződés fluktuálásáról tanúskodik; éles elhatárolódásuk azonban lényegesebb változásokra utal. Ferderétegzést okozhat a medri alakulatok vándorlása, a fonatos és övzátányok oldalirányú növekedése, vagy mélyedések kitöltődése.

Rétegzési felületeken megjelenő törmelekképződések sok esetben a mátrix utólagos beszűremkedésére utalnak, és *maradványkavicsok*ként értékelhetők. Vastagabb homokkő-lerakódások talpán megjelenő, nagy elterjedésű, oligomikt konglomerátum-rétegek általában az előnyomuló tenger parti képződésű *alpakonglomerátumai*. A csatornaszerű mélyedéseket kitöltő konglomerátumtestek alakja az őket befogadó nagyobb egység táblaszerűsége ellenére hosszan elnyúlt lehet. Ezzel szemben az élénk domborzatú vidékek gyors eróziójából származó, polimikt konglomerátumok ék alakban halmozódnak fel. Az ilyen, főleg hegységközi (intermontán) medencékben gyakori konglomerátumokhoz általában éles szemcséjű homokok társulnak.

A tillitek kivételével a legtöbb parakonglomerátum víz alatti gravitációs mozgás (csuszamlás, suvadás, plasztikus tömegfolyás, viszkózus zagyár) és vulkáni törmelekképződés üledéke. Iszapfolyások csak kis méretű parakonglomerátum-testeket hoznak létre, és ezek gyakran alluviális törmelekkúpokhoz csatlakoznak.

A konglomerátum-képződés főbb folyamatairól a 19.18 ábra tájékoztat.

## 19.7 A RUDITOK GENETIKAI CSOPORTJAI

A durva törmelekes kőzetek származás szempontjából két fő csoportba oszthatók: 1. tisztán *üledékes* folyamatok eredményeként létrejött, *exogén ruditok* (exogén pszéfiték); 2. vulkáni működéssel és tektoni-

kai hatásokkal kapcsolatban képződött, de többkevesebb exogén hatást is mutató, *endogén ruditok* (endogén pszéfiték). Mindezek a továbbiakban a következőképpen osztályozhatók:

Az *exogén pszéfiteken* belül a keletkezés és felhalmozódás helyének távolsága, a szállító közeg minősége, a kőzetszemcsék anyagi és alakú jellegei alapján a következő alcsoportok különböztethetők meg: *a)* Maradványtörmelékek. — *b)* Maradványkavicsok. — *c)* Lejtőtörmelékek. — *d)* Fanglomerátumok. — *e)* Glaciális kavi-

csok. — *f)* Folyóvízi kavicsok. — *g)* Eolikus kavicsok. — *h)* Abrázios kavicsok. — *i)* Intraformációs törmelékek és kavicsok.

Az *endogén pszéfitek* alcsoportjai: *a)* Tektonikus törmelékek és breccsák. — *b)* Vulkáni agglomerátumok és breccsák. — *c)* Vulkáni fanglomerátumok.

## 19.71 AZ EXOGÉN RUDITOK

**19.711 A maradványtörmelék és a maradványkavics** egyaránt fekvőjének lényegileg helyben maradt anyagából áll. Kiindulási kőzetük és alakú tulajdonságaik azonban különbözőek.

*a)* A *maradványtörmelék* általában közvetlen fekvőjének 2 mm-nél nagyobb, koptatatlan és kerekítetlen darabjaiból képződik. Jelenkori példáinak többsége száraz éghajlatú, növényzet nélküli (vagy csak gyér fűvel borított) területek kicsiny domborzati energiájú, lapos dombtetőin, hegyhátain található, többnyire csekély (pár cm—pár dm) vastagságban. A törmelékdarabok főleg a litoklázisok, ill. a szövetileg vagy szerkezetileg adott gyöngeségi felületek mentén, hőtágulás, fagy- vagy gyökéryomás hatására szakadnak le az anyakőzetről. A lemálló, apró szemcséket a szél vagy a felszínt leöblítő gyér csapadékvíz tova-hordja. Helyben tehát csak azok a nagyobb kőzetdarabok maradnak, amelyeket a szállító erők nem bírnak eltávolítani. Szállítás hiányában ezek természetesen kerekítetlenek, bár éleik a leoldódás vagy a szél-fújta apró szemcsék súroló hatására olykor kissé megkophatnak; sőt az utóbbiak fényezett felületeket is kialakíthatnak rajtuk. A besugárzás, a hőmérséklet-ingadozás, s a kőzetfelszínen kicsapódó vízpára hatására, hosszú idő alatt, többé-kevésbé mélyre hatoló, sárga, barna, sőt fekete — limonitos, hematitos vagy mangános — elszíneződés, bevonat, sőt kéreg is létrejöhét e darabokon. Ilyen eredetűek lehetnek pl. a Mátra hegység miocén andezitjeinek mállásából és

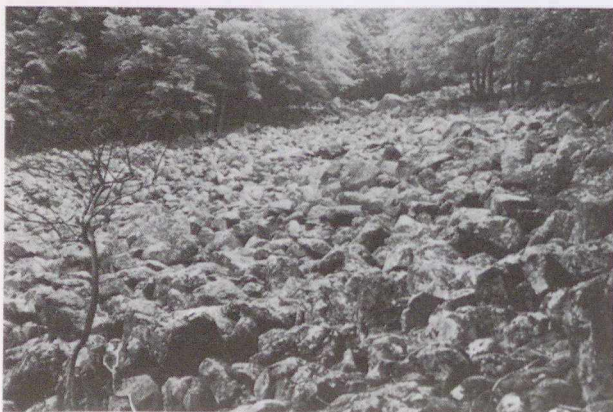
omlásából eredő kvarter kötengerek 0,5—1 m átmérőt is elérő, hatalmas tömbjei (19.19 ábra).

Kőzetek eltérő oldhatóságú cementjének és klasztjainak differenciált kioldódása után gyakran sajátos, sejtes szerkezetű *mállási breccsa* képződik, amely mintegy középütt áll a friss kőzet és a folyamat végéig jelentő maradványtörmelék között. Jó példája ennek a nekézsenyi devon korú „schalstein”, amely mészkő-zárványainak felszíni kioldódása révén válik sejtes szerkezetűvé (19.20 ábra). Tektonikus breccsák és telérek elsődleges klasztjainak porlódása vagy kioldódása után gyakran csak az ezeket eredetileg összekötő, másodlagos kalcit- vagy kvarcérhálózat marad fenn (19.21 ábra).

A helyben maradt törmelékét ugyan általában fekvőjének kőzetfajtái alkotják, erőteljesebb mállás esetén azonban a kevésbé ellenálló (karbonátokban, vastartalmú szilikátokban, agyagásványokban és földpátokban gazdag) kőzetek darabjai teljesen felaprózódhatnak, sőt eltűnhetnek, és csak kvarcban dús részleteik halmozódnak fel. Ilyenkor a helyben maradt törmelék kőzettanilag jelentősen eltér fekvőjétől. Ezért fedi a gránitot és a metamorfítokat oly gyakran fehér, szögletes, sokszor likacsos kvarc-, s a mészköveket tűzkőtörmelék, az effúzív kőzeteket pedig a kovás hidrotermalitok maradéka.

Fosszilis rétegsorokban a maradványtörmelék szárazföldi üledéksorok alján, közvetlenül az idősebb fekvőre települve jelentkezik. Mélyfúrással feltárt típusainak a lejtőtörmelékétől való elkülönítése azonban csak nagyon sűrű fúrasi hálózat és kiváló magkihozatal esetén lehetséges. Az aljzat denudált kiemelkedései feletti, vékony alaptörmelék mégis többnyire maradványtörmeléknek tekinthető.

*b)* A *maradványkavics* olyan, konglomerátum- vagy kavicsösszlet fölött kialakult, speciális maradványüledék, amely anyagi jellemzőinek nagyobb részét ugyan kialakulásakor szerezte, alakú tulajdonságait azonban fekvőjétől örökölte. Kivéve, ha tisztán kvarc anyagú szemcsék alkotják, mállása során minden kavicsos kőzet jelentős anyagi változásokon megy keresztül, hiszen az új mállási szakaszban már bizonyára más éghajlati feltételek uralkodnak, mint az eredeti kavicsos kőzet ülepedésekor. Az új mállási szakasz is a SiO<sub>2</sub> anyagú szemcsék (kvarc, kvarcit,



19.19 ábra. Andezit kötenger a mátrai Vizes Kesző völgy fejében. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1984



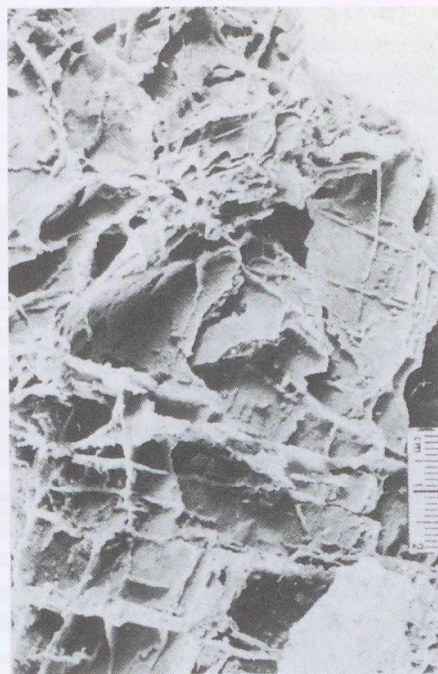
19.20 ábra. Mészközárványainak kioldódása után sejtjes szerkezetűvé vált devon korú „schalstein”. — Nekézseny: Strázsahegy (Upponyi-hegység). — Strázsahegyi Formáció. — Foto: BALOGH KÁLMÁN

tűzkő, hidrokvarcit stb.) feldúsulásához vezet, míg a kőzet többi része feloldódik, vagy elmállik és elszállítódik. A kavicsszemeken mállási kéreg alakulhat ki, és hematit-, ill. limonit-beszüremkedések még a külsőleg teljesen épnek tűnő kvarckavicsokat is elszínezhetik.

A maradványkavics szemcséinek alakja eközben csak kevésbé módosul; száraz éghajlaton azonban szél polírozta felületek alakulhatnak ki rajtuk, sőt valódi éleskavicsokká változhatnak át. A kavicsszemek gyakran törtek, mert az új mállási folyamat azokat főleg rejtett repedéseik felől támadja meg. A mállás folytán a maradványkavicsok mérete, osztályozottsága és ásványtani összetétele a legellenállóbb típusok irányába tolódik el.

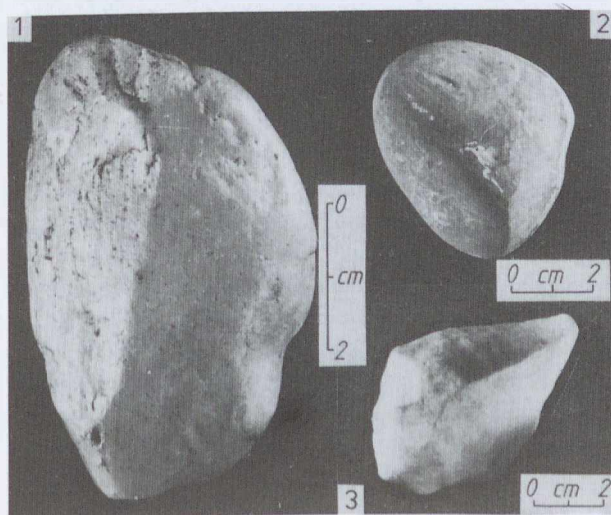
A maradványkavics-rétegek mindig az idősebb kavicsra vagy konglomerátumra települt fiatalabb rétegsorok alján jelennek meg. Fekvőjüktől csak anyagbeli eltéréseik, a kavicsos lejtőtörmeléktől pedig geomorfológiai helyzetük és vékonyságuk alapján különböztethetők meg.

Hazánkban a Soproni-hegység, a Kemeneshát, a Dunántúli-középhegység, a Mecsek, a borszónyi Széles-mező, a Csomád-fői halomvidék idős kavicsain a



19.21 ábra. Az ércetelér szulfidjainak felszíni kioldódása után visszamaradt sejtjes kvarcérhálózat. — Sukoró: Ördög-hegy csúcsa (Velencei-hegység). — Gy.: JANTSKY B. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

pleisztocén idején alakultak ki terjedelmes maradványkavics-mezők; ezeknek ma már a föld- és erdőművelés által megbolygatott felszínein limonittal festett, sőt olykor limonitos kérgű éleskavicsok is gyűjtethetők (19.22 ábra).



19.22 ábra. Szél munkálta maradványkavicsok

1. Metamorf kvarcit anyagú éleskavics Csabditól D-re az őpleisztocén terasz oldalából. — 2. Triász mészkő anyagú éleskavics Tapolcafüről. — 3. Felzites paleoriotit anyagú éleskavics a Mecsek f-i előteréből.

Gy.: JÁMBOR ÁRON. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ.

**19.712 A lejtőtörmelék** képződésének első, anyagtermelési szakasza lényegileg megegyezik a helyben maradt törmelékével. De mivel többnyire meredek lejtőn alakul ki, azon valamilyen külső vagy belső erő hatására egyensúlyát veszítve, a gravitáció következtében lefelé mozog. A képződő törmelék mennyiségét a lejtő kőzetének töredezésre, alkotórészeinek mállásra való hajlamossága, és környezetének geomorfológiai helyzete szabályozza. Minél meredekebb a lejtő, annál durvább és szögletesebb a lejtőtörmelék is. Mivel pedig lejtőmenti vagy lejtőalji felhalmozódásának felületi szöge gyakran megközelíti, sőt felül is múlja anyagának elméleti rézsűszögét, a lejtőtörmelék már viszonylag csekély mechanikai behatásra is mozgásba jön. Az inszoláció, a jég- és szélnyomás többnyire még csak néhány kisebb törmelékdarab legördülését okozza; az eső- és olvadékvíz leöblítő hatása már nagyobb törmelék-tömegeket érint, a hirtelen olvadás okozta hólavínak, a lejtőcsúszások és földrengések nyomán támadt kőomlások pedig hatalmas (néha több millió m<sup>3</sup>-es) tömegeket mozgatnak meg. Ezzel szemben az agyagos-homokos kőzetekben jelentkező, lassú lejtőcsúszások többnyire csak viszonylag kis mennyiségű durva törmelék hoznak mozgásba (25.9. tábla: 1). A magashegységektől a dombvidékekig minden csapadékosabb területen észlelt nagy elterjedésük miatt az utóbbiak összehatása mégis jelentékenyebb.

A lejtőtörmelék az alkotó szemcsék nagy (néhány µm-től a több m<sup>3</sup>-es görgetegekig terjedő) változatosága mellett azok lejtőmenti osztályozódása, a durva szemcséknek mélyebb, a finomabbaknak magasabb térszíni helyzetben való felhalmozódása, a szemcsék kerekítetlensége, felületük megmunkálatlansága és legyezőszerűen a lejtés irányába mutató, fent meredek, lent ellapuló rétegesség jellemzi. Ha jól kerekített kavicsokat is tartalmaznak, azok mindig idősebb kavicsos kőzetek anyagának áthalmazásából származnak; gyakran törtek ugyan, de újabb megmunkálásnak nyomát sem mutatják (I. kötet, 4.7, 4.10 és 4.14 ábra).

A lejtőtörmelék főleg a nagy domborzati energiájú hegységeket jellemzi, de a dombvidéki területek egy-egy meredek sziklafala mentén is kialakulhat. Kedvez képződésének, ha az év nagy részében uralkodó szárazságot bőséges csapadék (főként hó) hullása követi; hűvös klímában ui. az inszoláció okozta hőmérséklet-ingadozáson kívül a megfagyó víz nyomása is erőteljesen aprítja a kőzeteket. Elősegíti a durva törmelék keletkezését, ha az alapkőzet kemény, és nehezen mállik, de litoklázisokkal sűrűn átjárt. Lejtőmenti mozgását viszont az alapkőzet agyagosodásra hajlamos ásványai (csillámok, földpátok) segíthetik. A jégtakaró alól frissen felszabadult hegységek bőséges lejtőtörmeléke — a völgyek mentén a valódi gleccserekéhez hasonlóan mozgó fanglomerátumként — származási helyétől messze távolodik.

A lejtőtörmelékek az üledékciklusok aljához kötött helyzetük, a fekvő morfológiai mélyedéseiben való kivastagodásuk, viszonylag gyors kiékelődésük és szemcséik megmunkálatlansága révén fosszilisán is könnyen felismerhetők. Tűzköliszt alapanyagba ágyazott, júra tűzkődarabokból álló lejtőtörmelék ismeretes pl. az úrkúti szinklinális szenon képződményeinek talpán. Felső-triász korú földolomitból képződött, helyenként > 100 m vastagságú, monomikt lejtőtörmelék vagy fanglomerátumot tártak fel fúrásokkal a Nagygyháza–Mányi-medence eocén képződményei alatt. Dolomitból, mészkőből és eruptívumokból álló hegységeink lábánál gyakoriak a pleisztocén korú lejtőtörmelékek.

**19.713 A fanglomerátum** szárazföldi iszapárak, zagyarak, sárfolyások lerakódása. Akkor képződik, ha a megelőző intenzív törmelék-képződés termékeiből váratlan hóolvadások, rendkívüli méretű esőzések következtében kialakult, és meredek lejtőkön lezúduló iszapárak a lejtő alján hirtelen elveszítik mozgási energiájukat. Itt ezek osztályozatlan, szilárd törmelékanyaga hirtelen lefékeződve, rendezetlenül rakódik le. Ezért a fanglomerátumok szemcseösszetételében a pélit frakció részaránya is jelentékeny lehet. A zagyarak nagy sebességgel haladnak ugyan a lejtőn vagy a völgyekben, de rövid életűek; max. 10 km-es nagyságrendű hosszúságuk a lejtőtörmelékek km-es és a folyóvizek 100–1000 km-es nagyságrendje közé esik. Alaki és anyagi tulajdonságaikat tekintve üledékek is a közettörmelék és a kavicsos kőzetek között foglalnak helyet. Szemcséik mérete valamivel kisebb, mint a lejtőtörmeléké, hiszen a legnagyobb tömböket általában a zagyok viszonylag korán kiejtik. Osztályozottságuk viszont némileg jobb; durvább szemcséik éle — bár csak kissé, de — megállapíthatóan kopott, azok felületi megmunkáltsága pedig (különösen, ha viszonylag sok kvarchomokot és -aleuritot is tartalmaznak) jelentékeny lehet. A fanglomerátumoknak általában nincs belső rétegzettségük, csupán egyes hosszúkás vagy lapos törmelékdarabjaik gyenge irányítottsága utal erre. A túlnyomórészt pszéfites maradvány- és lejtőtörmelékkel szemben azok a fanglomerátumok, amelyek agyagos-homokos kőzetekből álló hegységek környezetében képződtek — kevert típusúak, mert bennük az agyagos kőzeteknek is jelentős szerepük van. E válfajaik közettanilag már a kavicsos vagy közettörmelékes agyag, agyagos homok, homokos agyag kategóriába tartoznak.

A jelenkori fanglomerátumok az arid éghajlatú, csapadékvízben csak ritkán részesülő, szaharai és közép-ázsiai hegységek lábánál képződő törmelék-kúpokon gyakoriak. Fosszilisán is megfigyelhetők azonban egyes szárazföldi üledéksorok alján (pl. intramontán medencék és előmélyedések peremén: 19.23 ábra).

Mennyiségük mégsem számottevő, mert anyagukat a folyóvizek többnyire a medencék belsejébe szállítják, és eközben folyami vagy állóvízi üledékké válnak. Paleocén vagy alsó-cocén korú lejtőtörmelékekhez csatlakozó, s amellett áthalmozott bauxittestekkel tagolt dolomit-fanglomerátumokat tártak fel a Nagye gyháza–mányi kutatófúrások. Würm-eleji (?) fanglomerátumok építik fel a Dunántúli-középhegység DK-i szélének hegylábi törmelékűjait.

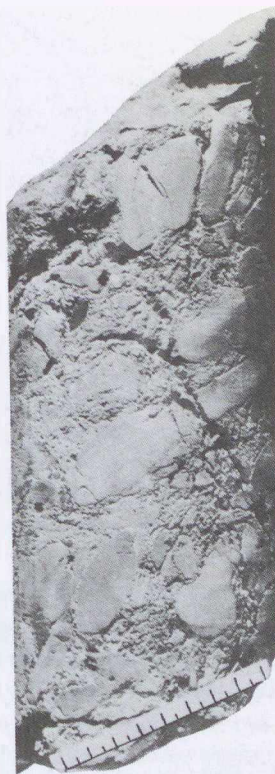
**19.714 A glaciális rudítok** a gleccser vagy a belföldi jégtakaró által felszakított, vagy sziklaomlás révén a jég felszínére hullott, és szállítás közben tovább aprózódott, >2 mm-es kőzet- és ásványtöredékekből képződnek. Mivel a magashegységi és sarkkörnyéki nivális klíma termékei, képződésük során a vegyi mállás alárendelt. Ezért a glaciális rudít törmelékanyaga mindaddig üde marad, amíg szállítás közben melegebb vidékre nem kerül. E törmelék egy része szárazföldön, más része tavakban vagy tengerekben halmozódik fel. A jégárok által szárazföldön hátrahagyott törmelék (a *till*, közzété szilárdultan *tillit*) részint az oldal-, fenék- és végmorénasáncok, részint lavinák és törmelékfolyások üledéke, részint a posztglaciális felületi leöblítés által hátrahagyott, szabadon heverő, avagy másodlagos alapanyagba zárt maradványtörmelék és vándorkő. Mindezek folyóvizek által tovaszállított, *fluvioglaciális* anyaga végül is állóvizekbe kerülve, *glaciolakusztis* vagy *glaciomarin* üledékké válik. Az utóbbi jelentős része azonban közvetlenül a tengerbe torkolló gleccserek hordalékából vagy a jégtakaró borjadzó széleiről leszakadt, és messze sodródó jéghegyek közéfagyott kőzetdarabjainak kiolvadásából származik (I. kötet, 7.12. fejezet).

A till(it)et általában rendkívüli osztályozatlansága különbözteti meg a magashegyi folyók hordalékától (I. kötet, 7.26 ábra). A legnagyobb törmelékdarabok átmérője 1—12 m között van. Méretük természetesen a lepusztuló kőzet minőségének is függvénye. Kevésbé repedezett, egynemű kőzetekből (gránitból, gránitgneiszből, egyes vulkanitokból és mészkővekből) nagyobb, az aprózódásra hajlamosabb, hasadékokkal sűrűn átjárt vagy palás kőzetekből pedig kisebb törmelék keletkezik.

Helyi származása következtében a till(it) egyébként változatos közettani összetétele az alatta vagy a közepében fekvő alapkőzet összetételét tükrözi; ez alól főleg csak a *vándorkövek* (I. kötet, 7.22 ábra) alkotnak kivételt.

A valódi till(it)ek csak igen kevés agyagot tartalmaznak; homokanyaguk is durva szemcséjű, s a jég alatti olvadákvizek ezt is gyakran eltávolítják (I. kötet, 7.31 ábra). Az alapanyag mennyisége általában a szállítás irányában növekszik. 25—50 km szállítási távolságon felül a törmelék túlnyomó része már finomabb

19.23 ábra. Fanglomerátum a Tót-vázsony-1. sz. fúrás Balaton-felvidéki Homokkő összetételéből. — Foto: MAJOROS GY.

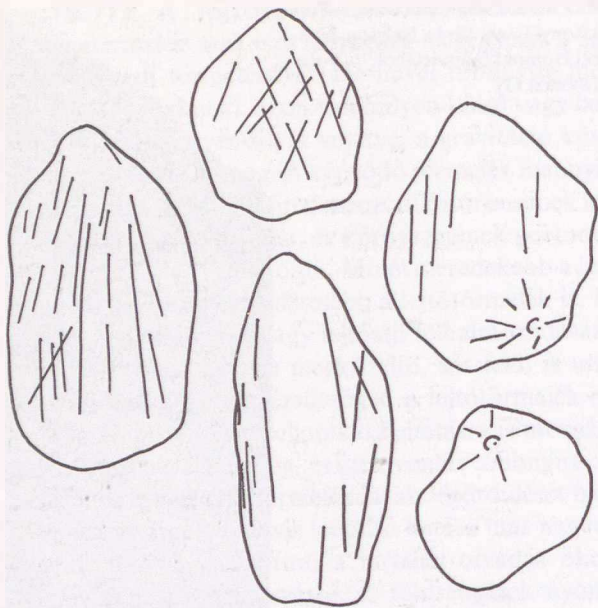


részecskékre esik szét, de vándorkövek még származási helyüktől 1200 km-nyire is találhatóak.

A glaciális törmelék szemcséi általában szögletesek, csak kissé, esetleg közepesen kerekítettek; kerekítettőségük a szállítás irányában javul. Az ötszöges „vasaló”-formát, a kavics felületén mutatkozó egy- vagy különböző irányú súrlódási karcokkal, sugárirányú törésekkel, a kevésbé gyakori, félhold alakú bemélyedésekkel, zezugos karcokkal együtt, ENGELN (1930) óta a glaciális eredet jellemző bélyegének tartják (19.24 ábra), noha azok a till(it)kavicsoknak csak mintegy 10%-án figyelhetők meg (FLINT 1971). Ezzel szemben a fluvioglaciális kavicsok a folyás irányában egyre inkább lekerekednek, felületükről a súrlódási jegyek az örvénylő víz mozgatta homokszemcsék ütközési nyomán fokozatosan eltűnnek.

Mind a till(it)-ek, mind a fluvioglaciális üledékek hosszúkas kavicsainak főtengelye gyakran párhuzamos a szállítás irányával, de azzal ellentétesen dől; harántirányú elhelyezkedésük alárendelt (DREIMANIS 1969).

Az olykor millió m<sup>3</sup> nagyságrendű jéghegyekbe vagy a sarkvidéki tengerek és folyók felszínének jégtábláiba sziklatömböktől az agyagig terjedő szemcsenagyságú törmelék fagyhat bele. Ennek a jég elolvadása után más tengeri üledékekhez való keveredését vagy tengerfenéki tömeges felhalmozódását már DARWIN (1842) feltételezte. Ilyen üledékeket azóta mind az É-i és D-i Jeges-tenger, mind az Észak-Atlantikum és



19.24 ábra. Vasaló formájú glaciális kavicsok karcokkal, félhold alakú bemélyedésekkel, sugárirányú repedésekkel. — Vázlat FLINT (1971) nyomán

az ÉK-i Pacifikum fenekéről kimutattak. A partmenti vastag till(it) felhalmozódásokat olyan gleccserekből és jégtáblákból származtatják, amelyek alja már a part közelében leolvad, és már ott elveszíti durva törmelékének zömét; ez az üledék a parttól távolodva finomodik, s a jéghegy-zóna határán ferdén rétegzetté válva, már csak nagyon kevés durva kőzetdarabot tartalmaz. Ezzel szemben a „száraz talpú” gleccserek csak a jéggel fedett parttól távolabb kezdik lerakni sok durva darabbal vegyes törmeléküket (I. kötet, 7.33 ábra).

A tengeri üledékek közé keveredett glaciális törmelék üdesége, szögletessége, környezetétől elütő, nagy méretei, osztályozatlansága és idegenszerű ásványközettani összetétele árulja el. A mélytengeri iszapba süllyedt, nagyobb gránittömbök egyértelműen glaciális eredetűeknek minősíthetők. Kis méretű és mennyiségű idegen közettörmelék azonban olykor hínárnövényekre tapadva vagy nagyobb tengeri állatok által elnyelve teheti meg a leülepedés helyéig vezető utat. A rosszul osztályozott és nem rétegzett glaciomarín üledék könnyen összetéveszthető a szárazföldi tüllel, fanglomerátummal vagy tengeralatti üledékfolyással. Döntésre csak a tengeri és a szárazföldi környezetekkel való kapcsolat szélesebb körű földérítése vezethet.

A folyóvizek felső szakaszáról jégtáblákba fagyva lesodródó kavicsoknak az alsóbb folyószakaszok finomabb üledékébe ágyazott, kis méretű lencsákat vagy zsinórokat formáló betelepülései hazánkban is megfigyelhetők.

Pleisztocén előtti glaciomarín üledékeket csak kevés helyen sikerült idáig kimutatni. A Szahara vagy Fok-

föld tillitjei között feltételezettek ordóvíciumi korúak. Az egykori Gondvána kontinenshez tartozó Dél-Amerika, Dél-Afrika, Antarktisz és Ausztrália területéről DU TOIT (1921) által ismertett, permokarbon korú glaciomarín üledékek létezését CAREY — AHMAD (1960), WHETTEN (1965), CROWELL — FRAKES (1972) vizsgálatai is megerősíteni látszanak.

A szárazföldi glaciális kavicsok között a negyedidőszak előtti rétegsorokban a fluvio-glaciális eredetűek vannak túlsúlyban.

**19.715 A folyóvízi kavics.** A glaciális, ill. lejtőtörmelékek, a törmelékkúpok és szárazföldi fanglomerátumok anyaga többnyire folyóvízi közvetítéssel kerül leülepedési helyére. Ezért a durva törmelék üledékek jelentékeny része folyami eredetű. A folyó minden szakaszán, szakadatlanul szállít oldott és lebegtetett anyagot. A durva fenékhorlalkot azonban az alsóbb folyószakaszokon csak az árvíz idején kialakult, nagy energiájú örvények képesek továbbmozdítani. Az örvények tengelye többé-kevésbé harántos a folyásirányra. A zátonyok homloka előtti örvények oly nagy sebességgel forognak, hogy nemcsak a pélitet és homokot kapják fel, hanem a mederfenéki kavicsokat is kettős mozgásra kényszerítik, egyrészt saját tengelyük, másrészt az örvény tengelye körül forgatván azokat. A kavicsok alakját ezek a golyósmalomhoz hasonló rendszerek formálják ki, részint az ellenkező irányban, részint az azonos irányban (de eltérő sebességgel) pörgő durva szemcsék ütközése, valamint a közéjük szorult homokszemcsék súroló hatása révén. Az eközben képződött finom törmelék a víz azonnal magával sodorja. A kavics kopása elsősorban a folyóvíz sebességétől és a kavics anyagi minőségétől függ. A mészkő és a dolomit gyorsan, a vulkanitok, a metamorfitek és a kovás homokkövek közepes sebességgel, a mélységi kőzetek, főként pedig a kvarc és a tűzkő nehezen kerekednek le. A folyóvízben lebegő pélitzemcsék fékezik a kavicsok ütközését és súrlódását. Ha tehát nagyobb mennyiségben vannak jelen, a kavicsok felülete megmunkálódik ugyan, alakjuk azonban kevésbé kerekedik le.

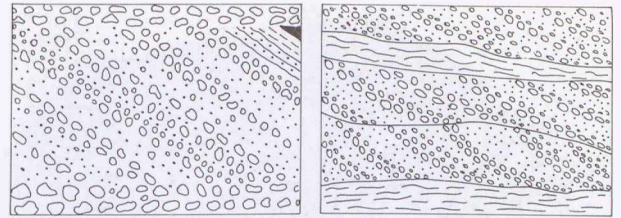
Nagymértékben befolyásolja a kavicsok méretét, mennyiségét és kopását a *folyómeder lejtési szöge*. Ha ez eléri, vagy meghaladja a medri üledék vízbeli állékonysági szögét, akkor a kopás a zagyszerű szállítás következtében kisebb mérvű lesz, mint a közepes lejtésű, de erősen örvénylő szakaszokon. Enyhe lejtésű folyószakaszokon viszont még az árvízi örvények energiája sem számottevő. Itt a folyó a homokot a medri zátonyok áthalmozásával még továbbszállítja ugyan, kavicsanyagának azonban előbb a durvább, majd a finomabb részét is lerakni kényszerül. Különösen erős a folyók szállítóképességének lecsökkenése a süllyedőben lévő hegységközi medencék területén.

Ezeket a folyó csak akkor képes áthaladni, ha a sülyedéket hordalékával állandóan újratölti. Természetesen ilyenkor is először a durvább hordalékanyagot rakja le. Ezért a *fluviális kavicsok nagysága és mennyisége* a folyás irányában fokozatosan, *lényegileg a folyó esésgörbéjének megfelelően csökken, kerekítettsége pedig nő.*

A kavicsok kerekítettsége exponenciálisan függ a durva hordalékot szállítani képes folyószakasz hosszúságától, függ továbbá az adott éghajlaton mállásra hajlamos kavicsok szállításának szakaszosságától, tehát a vízjárástól, végső soron a csapadék eloszlásától. Az alacsony vízállások idején szárazra került kavicsok erősen mállik, a kevésbé ellenálló, nem kvarcanyagú kavicsokat színes mállási kéreg vonja be, és anyaguk teljesen átalakulhat. Hajlamos erre a dolomit, a palás metamorfitek, egyes vulkanitok, homokkövek, sőt a mélységi magmatitok kavicsa is. A következő szállítási (árvízi) szakaszban ezek a kavicsok homokszemcsékké hullanak szét, s a hordalékban egyre inkább feldúsul a kevésbé mállékony kvarc-, tűzkő- és kovás kőzet-kavics. Ezért a szállítási távolsággal arányosan egyre nő, és 50–80%-ot is elérhet ezek részaránya. Ennek ellenére, a földtörténetileg is hosszú ideig (több százezer évig) működő nagy folyók hordalékának mind a durva, mind a finomabb frakcióit határozott anyagi egység jellemzi, amit azonos lepusztulási rendszerhez való tartozásuk indokol. Az idő múlásával azonban a lepusztulási területnek általában egyre idősebb képződményei táródnak fel, a lehordódó kavics egyre kisebb méretűvé válik, az üledék osztályozottsága növekszik, s a kavicsszemcsék között egyre nő a kvarcanyagúak aránya.

A jelenkori folyók kavicsainak maximális vagy átlagos mérete és kerekítettségi foka alapján viszonylag egyszerű feladatnak tűnik, hogy a szállítási távolságot (tehát a lepusztulási terület távolságát) akár 5–10 km-es pontossággal megbecsüljük (I. kötet, 15.52 ábra). A kapott értékeket azonban annyi nehezen megfogható tényező (pl. az egykori esésgörbe, a vízhozam, a származási terület felépítése) befolyásolja, hogy számításunkba akár 200–300%-os hiba is csúszhat. Ennek kiküszöbölése csak a kavicsos öszlet valamennyi jellemzője közötti belső összefüggések (pl. érettség és kerekítettség; kerekítettség és a homokos alkotók részaránya; érettség és osztályozottság stb.) felderítésével lehetséges.

A legdurvább és legvegyesebb anyagú kavicsrétegek általában az üledéksorok alján foglalnak helyet. Fölfelé haladva az átlagos és a maximális szemcseméret egyre csökken, a kvarc anyagú szemcsék részaránya pedig növekszik. A szemcsék kerekítettsége a szelvény legalján kistokú vagy közepes, mert a nagyon durva kavicsok a többihez képest lassabban kopnak; legnagyobb a kerekítettség a szelvény középső részén, legfe-

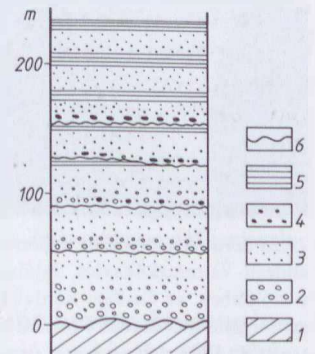


19.25 ábra. Folyóvízi kavicsok átlós (balról) és íves (jobbról) ferderétege (vázlat)

lül pedig általában ismét csökken. Az egyes frakciókon belüli kerekítettség és koptatottság fölfelé haladva mégis fokozódik, mivel a morfológiai kiegyenlítődesel egyre nagyobb méretűvé váló meanderezés következtében a szállítási távolság fokozatosan növekszik. Ugyancsak alulról fölfelé javul a fluviális kavicsok osztályozottsága is.

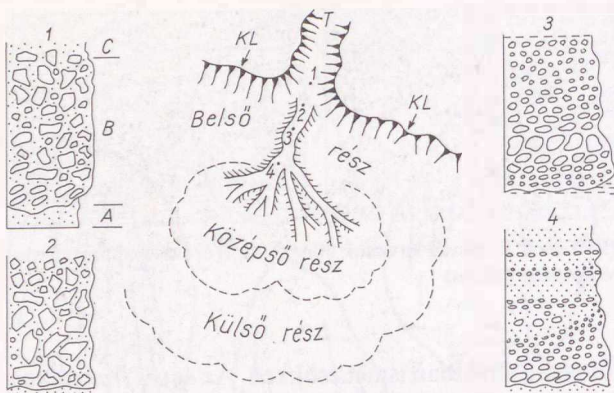
Gyakori a folyóvízi durva kavicsokban az átlós és íves ferderétege (19.25 ábra). A kavicsréteg vastagsága viszonylag szorosan korrelál a kavicsszemcsék átlagos, ill. legnagyobb átmérőjével. A legdurvább kavicszemeteket az egyes kavicsrétegek alsó 1/4-ében (tehát nem legalul) találjuk, innen fölfelé viszont fokozatosan csökken azok mérete. A fluviális kavicsösszletek gyakran ciklusos felépítésűek. Ilyenkor a legelső ciklus kezdőrétege a legdurvább szemcséjű, a következő ciklusoké pedig egyre finomodik; minden ciklus a megelőző ciklus zárótagjára rendszerint szögeltérés nélküli, kimosásos diszkordanciával települ (19.26 ábra).

A folyóvízi kavicsok egy része hegylábi törmelékűpök csúcsi részén, vagy hegyközi sülyedékekben, uralkodóan oxidációs körülmények között rakódik le; a tektonikusan emelkedő, hegységi területeken pedig folyóteraszokon jelenik meg. A nagy folyók kavicsos hordaléka azonban nemcsak ma, hanem a földtörténeti múltban is a fluviomarin delták tömegét gyarapította a tengeri üledékgyűjtők szélén. Az É-i féltekén az óramutató járásával szemben, a D-i féltekén azzal megegyezően haladó, erősebb parti áramok a beömlő törmelék egy részét a salfen vagy a kontinentális lejtő



19.26 ábra. Folyóvízi kavicsos rétegsor ciklusos felépítése. — Vázlat JÁMBOR (1965) után

1. Idősebb aljzat. — 2. Kvarckavics. — 3. Homok(kő). — 4. Agyagkavicsok. — 5. Agyagréteg. — 6. Eróziós diszkordancia.

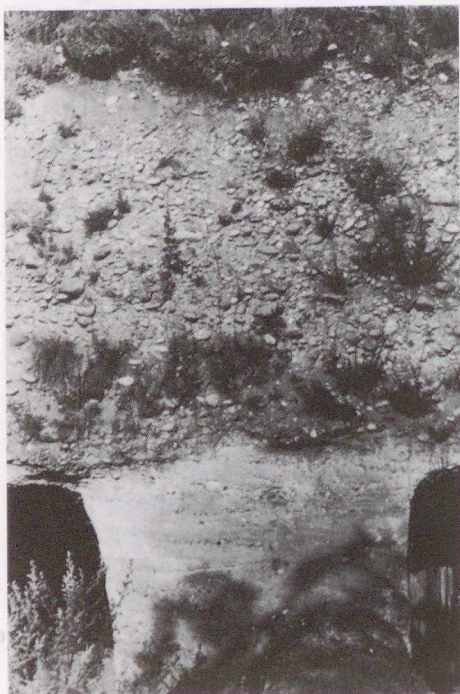


19.27 ábra. A mélytengeri hordalékkúp tápcsatornájában leülepedő kavicsos üledékek feltételezett szerkezete WALKER (1975b, 1978) nyomán

T=tápcsatorna. — KL=kontinentális lejtő.

1. A tápcsatorna magasabb részének törmelékfolyás eredetű parakonglomerátuma, az alján fordítva gradált és  $a_{\mu}$  irányítottágú kavicsokkal.
2. A tápcsatorna medencébe torkollásának teljesen rendezetlen parakonglomerátuma.
3. Fordított gradáltságú kezdet után egyenesen gradálttá váló kavicslerakódás a hordalékkúp középső szakasza magasabb részének csatornaüledékében.
4. Rendszeres gradált, összetett ritmusok a hordalékkúp középső szakasza alsó részének csatornaüledékében, alján  $a_{\mu}$  irányítottágú kavicsokkal.

felső részén teregetik el, s eközben tovább növelik annak osztályozottságát, kerekítettségét és anyagi egyneműségét. Ha pedig föld- vagy tengerrenégés éri a part mentét, akkor a kontinentális lejtőn korábban



19.28 ábra. Áthalmozott andezittufára települt andezit- és mészkőkavics, Sajóbáonytól K-re, a szőlőkben, az Ős-Sajó hordalékkúpjának végén. — Borsodi Kavics Formáció. — Foto: BALOGH K. 1958

nyugalomba jutott üledék víz alatti zagyár formájában zúdul le annak néha több ezer km<sup>2</sup>-nyi területéről. Máskor a felszíni vízfolyás folytatását képező csatornán keresztül halmozódik át a kontinentális lejtő aljára a dinamikai hatásra labilissá vált durva üledéktömeg (19.27 ábra).

Gneisz, kristályos pala, kvarcit és kvarcporfir anyagú, fluvialakusztis kavics és konglomerátum számos hazai rétegsorból ismeretes. A Téseny-1. és a Bogádmindszent-1. sz. fúrással feltárt konglomerátum felső-karbon, ill. perm. a Füle környéki pedig felső-karbon korú. Cikluskezdők a mecseki és a Balaton-felvidéki perm vörös kontinentális összetételű több szintjében jelentkező konglomerátumok. A mecseki alsó-triász Jakabhegyi Homokkővet bevezető, 0,5–20,0 m vastagságú, jól kerekített kvarcporfir-, kvarc-, metamorf- és gránitkavicsokból álló konglomerátum az ország egyik legdurvább folyóvízi képződménye. Oligocén korú fluvialakusztis lerakódás a Bakony ÉNy-i részének paleo-mezozóos és eocén kőzetek 2–20 cm-es kavicsait tartalmazó Csatkai Formációja. Különösen gazdagok ilyen típusú kavicsokban a Mecsek, a Soproni- és Budai-hegység, a Börzsöny, a Cserhát, a Nógrádi-, Borsodi- és Zalai-medence, valamint az alföldi részmedencék miocén üledékei, bár ezek egy része — ősmaradványainak tanúsága szerint — már tengeri körülmények között ülepedett le véglegesen.

Oligocén korú kavicsok szarmata emeletbeli, folyóvízi áthalmozódása ismeretes a Gyulafirátóti- és a Várpalotai-medencében. Jelentős területet borít az Ős-Sajó Pelsőcénél nyíló, hatalmas felső-miocén hordalékkúpja, amelynek kavicsai részint a Dél-Szlovákiai Karszt mezozóikumából, részint a Vepor és a Szlovák Érchegeység metamorf vonulataiból, az Osztrovszki-hegység és a Borsodi-medence miocén andezitagglomerátumaiból származnak (19.28 ábra).

Viszonylag vastag, de általában apróbb szemű kavicsrétegek jellemzik pleisztocén korú medencéink (a Dráva-árok, a Zalai-medence, a Kis-Alföld, a Kelet- és Észak-Alföld) többségét. A középhegységeinkből lefutó, kisebb és gyakran kiszáradó patakmedreket 2–3 kavicsteraszkíséri, nagyobb folyóink közül a Duna mentén pedig 7 teraszszintet állapítottak meg (PÉCSI 1959). A magasabb teraszok kavicsanyaga durvább, az alacsonyabbaké általában finomabb szemű; a kavicsok kerekítettsége többnyire gyöngye, csupán a Duna terasz kavicsai válnak fiatalodásuk irányában egyre jobban kerekítetté. Anyaguk vízgyűjtők s a harántolt folyószakaszok földtani felépítésén kívül mellékvizeik hordaléka szerint alakul; a forrásterületől távolodva azonban egyre inkább a kvarckavics válik bennük uralkodóvá.

**19.716 Az eolikus kavics** ritka és kis mennyiségű, hiszen a szél energiája nagyobb törmelékdarabok megmozgatásához általában nem elegendő. Az ide sorolható üledékek zöme tulajdonképpen csak szél által megmunkált folyóvízi, glaciális vagy maradványüledék.

a) A legismertebb ilyen képződmény a periglaciális és arid területek *éles kavicsa*. Ez úgy képződik, hogy a helyben maradt vagy időszakos vízfolyások által áttelepített közettörmelék gyengén megmunkált, rendszerint vasoxidos mállási kéreggel is borított darabjain az uralkodó szélirányból becsapódó homokszemcsék sík felületet alakítanak ki (I. kötet, 6.62. fejezet). A kavics ismételt elmozdulása vagy a szélirány megváltozása újabb, s az előbbit éles szögben metsző felület kialakul

lását eredményezheti, miközben a kavics eredeti térfogatának 5—30%-a is lekophat (19.22 ábra).

b) Dunántúli futóhomokszelvények alatt olykor 2—10 mm közötti átmérőjű, sima és fényes felületű éleskavicsokból álló réteg látható. A szemcsék kerekítettsége messze elmarad a futóhomokétól, mert a durva frakció mozgásának mechanizmusa és időtartama egészen más, mint a kicsiny szemcséké. A különbség a kavicsok oligo-, esetleg polimikt, s a futóhomok monomikt jellegében is kifejeződik.

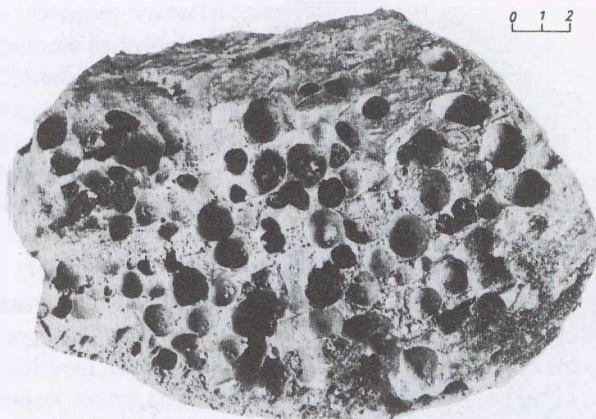
**19.717 A tó- és tengerparti ruditek** zöme a meredek, sziklás parti hullámverés pusztító munkájának, az abráziónak a terméke. Kisebb része a lapos partokra kifutó hullámok csiszoló-, koptató és elegyengető tevékenységének az eredménye (I. az I. kötet 9.1126., 9.1127., 10.611—10.613. fejezetrészeit).

Az abrázios törmelék a hullámverés és az általa a parti sziklák repedéseibe préselt levegő feszítő erejének hatására leomló kőzettömbök 5 m-t is elérő darabjai alkotják. Mivel ezeket a partot ostromló hullámok eleinte nem képesek megmozdítani, főleg a kisebb kőzetdarabok hozzácsapódása révén koptatódanak. Az idő múlásával természetesen a nagy tömbök is felaprózódnak, legömbölyödő részeik pedig *abrázios kavics* alakulnak. Lekerekedésüket főleg a hullámverés után visszazúduló vízben kialakult, bonyolult, de lényegében a parttal párhuzamos tengelyű örvények rendszere okozza. Az abrázios kavics többnyire jól, esetenként kiválóan kerekített, mono-, ritkábban oligomikt anyaga a partot alkotó kőzetekből származik (25.9. tábla: 2). A kavics megmunkáltsága és kerekítettsége anyagi minőségétől és eredeti habitusán túl attól függ, mennyi ideig volt kitéve a hullámverésnek. Megmunkáltságát azonban a durva szemcsék további felaprózódásából származó homok minősége és mennyisége is befolyásolja. Leginkább az éles kvarchomok segíti elő a kavicszemek simára koptatását és lekerekítését.

Az abrázios kavicsok átlagos és maximális átmérője általában lényegesen kisebb, mint a folyóvízieké. A 15 cm-nél nagyobb *maximális*, és a 3 cm feletti *átlagos átmérő* ritkaság. A kavicsok osztályozottsága azonban lényegesen felülmúlja a folyóvízi kavicsokét.

Nagyon meredek part tövében a különböző mállási és szállítási tényezők hatására hirtelen lezúduló törmelék azonnal a hullámbázis (5—30 m) alá kerülhet. Az ilyen víz alatti lejtőtörmelék esetleges ősmaradványai különböztetik meg a szárazföldi lejtőtörmelék-től. Fűrőszerveterek nyomai egyébként az abrázios kavicson is gyakoriak (19.29 ábra).

A lapos partokra kifutó, csekélyebb energiájú hullámok a folyók által behordott kavicsot és homokot zezzugosan mozgatják tovább a part mentén, és közben továbbcsiszolják és osztályozzák. Különösen jól



19.29 ábra. Fűrőragylónyomos abrázios kavics. — Nekézsenytől K-re levő homokbánya. — Középső-miocén: kárpáti emelet. — Salgótarjáni Kőszén Formáció. — Gy.: BALOGH KÁLMÁN, 1978. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

osztályozottakká válnak az erősen fényezett felületű, kvarchomokos *gyöngykavicsok*, amelyekben még a 2—5 mm-es kvarc szemcsék is jól vagy kiválóan kerekítettek.

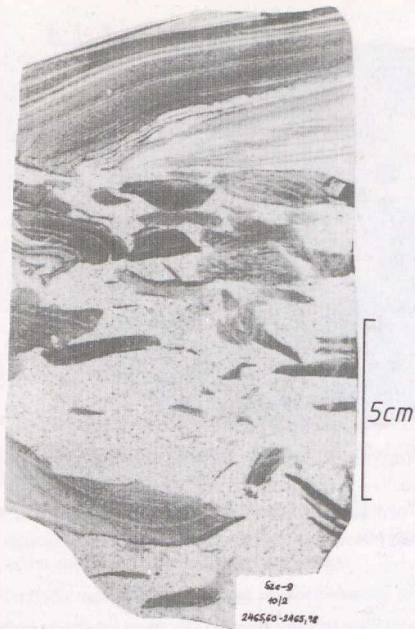
A jól rétegzett vagy palás elválású kőzetek (kristályos- és agyagpalák, mészkövek, dolomitok) törmelékéből képződő *lapos kavicsot* is a homokon való ideoda csúszás fényezi ki.

Tengeri ősmaradványokat is tartalmazó durva törmeléknek laposparti üledékben való váratlan megjelenése a már többé-kevésbé konszolidálódott tengerfenékről feltépett és áttelepített *viharüledék* (*tempesztit*: 17.7 ábra) gyanánt értékelhető.

Folyami dolomit- és kvarckavics part menti elegyengetődéséből származhat a Kőszegi-hegység dogger korú, lencsés kifejlődésű, de jól kerekített és megmunkált Cáki Konglomerátuma. Ide sorolhatók a Dunántúli-középhegység eocén összeleteinek bázisán észlelhető, s a fekvő dolomit- vagy mészkörétegek anyagából képződött alapkonglomerátumok. Ezzel szemben az oligocén korú Hárshegyi Homokkőnek mezozoos vagy eocén karbonátkőzetekre települt kvarckavicsai folyóvízi hordalék part menti megmunkálásáról tanúskodnak. Kifejezetten *abrázios* eredetűek azok a mono- vagy oligomikt kavicsok és konglomerátumok, amelyek az előnyomuló miocén tengerek sziklás partjait alkotó paleo- vagy mezozoos mészkövek jól kerekített, fűrőragylónyomos kavicszemeiből állanak (Mecsek: Abaliget, Hetvehely; a Bükk hegység É-i peremvidéke Nekézseny és Varbó között). Oligocén kavicsok abráziosparti újramegmunkálásáról tanúskodik a Tapolcai- és a Nógrádi-medence bádani képződményeinek báziskavicsa, vagy Sashalom—Cinkota környékének kárpáti korú, sekély szublitóralis *Bryozoa*- és *Balanus*-faunát tartalmazó, uralkodóan kvarcanyagú kavicsösszelete.

Idősebb kavicsokból kirostálódott tengerparti kvarckavicsok (gyöngykavicsok) ismeretesek a bakonyi szarmatából, a Tapolcai- és Nagyváznonyi-medence, valamint a Déli-Mecsek pannóniai összetételű, a Nagy- és a Kis-Alföld, a Zalai-medence pannónjának különböző szintjeiből.

**19.718 Az intraformációs kavics és konglomerátum** a befogadó formáció egy korábban lerakó-



19.30 ábra. Intraformációs agyagkavicsok a Szeged Sze-9. sz. mélyfúrás 2465,60—2465,78 m közötti pannon homokkőéből. — Foto: Kiss L.

dott, de az üledékképződési viszonyok hirtelen megváltozása következtében föltépett rétegének átülepített darabjaiból áll. Bár a kőzet alapanyaga és törmelék szemcséi közötti litológiai különbségek szembeötlőek, egyazon formációhoz való tartozásuk mégis nyilvánvaló. A létrehozó változások elsősorban a jelentős ingadozásoknak kitett szárazföldi, tó- és tengerparti, valamint sekélytengeri üledékképződési rendszereket jellemzik. Ezért intraformációs kavicsos és törmelékkel (ill. intraformációs konglomerátummal és breccsával) főként a folyóvízi, mocsári, tavi, lagúnás, peritidális fáciesben, valamint a karbonátos zátonyok és platformok, a sekélyebb tengerrészek, tengeralatti lejtők és csatornák környezettípusaiban találkozunk. Ezek formáción belüli üledékeit más szóval iszapkavicsos konglomerátumnak, ill. breccsának nevezzük.

Az *iszapkavicsos konglomerátum és breccsa* különböző méretű és alakú (lapos vagy görbült), részben vagy egészen megkeményedett sziliciklasztos vagy karbonátos anyagból álló törmelék szemcséi egymással párhuzamosan vagy teljesen rendezetlenül, törmelékes vagy karbonátos alapanyagba zárva helyezkednek el (19.30 ábra). A kőzetnév azonban poligenetikus eredetet takar.

a) Egyes típusai ui. kiszáradáskor szétrepedő és fölleveledző, agyagos iszapkérgékből képződnek. E kérgék vastagsága az iszap anyagi, szöveti és szerkezeti sajátosságainak a függvénye. Az egyes iszapcserepek szélességét a pórúsvíz mennyisége, pH-ja és sótartal-

ma, az iszap kémiai és fizikai tulajdonságai, a vízvesztés mértéke és periódusa, valamint az iszap felszínén és belsejében élő szervezetek határozzák meg.

A kolloid iszapok kiszáradás közbeni megkeményedése anyaguk kohéziójától, a mésztartalom eloszlásától és algaszálakkal való kötöttségétől függ. Ha a felszínen levő iszap nagyobb darabjai száradási repedéseik utólagos kitöltéseivel együtt, lényegileg helyben maradvá ágyazódnak be, a keletkezett kőzet *kiszáradási* (desiccation) *konglomerátumnak* (breccsának) nevezhető (PETTJOHN 1957). Ha viszont az egyes iszapcserepek rövidebb-hosszabb, vízi vagy eolikus szállítás után, rendezetlenül vagy az áramlás irányával szembe dőlve temetődnek be, *lapos-kavicsos* (flat-pebble), ill. *zsindelezett* (edgewise) *konglomerátum* vagy *breccsa* jön létre.

A száradási repedésekkel társult, rendezetlen agyagkavicsok időszakos vízborítású területek (árterek, tópartok, kiszáradó lagúnák, árapálysíkságok), a zsindelezett agyagkavicsok pedig víz alatti környezetek fáciesjelzői (FAGERSTROM 1978). Ilyenek képződnek az ártereken vagy a kiszáradó folyómedrekben visszamaradt kis tavakban, ahol az üledékképződés egy-egy ciklusát finomszemű, agyagos-aleuritós réteg lerakódása zárja. Ennek vastagsága a folyóvízben lebegve szállított anyag viszonylagos mennyiségétől és a tavacska mélységétől függően, 5—200 mm között mozog. Szárazság idején a víz elpárolog, s a pélitréteg is elveszíti a szárazanyag 2—3-szorosát kitevő pórúsvízét. Sokszögű száradási hasadékrendszer alakul ki benne, s mivel a mélyebb pélitrétegek száradása lassabban halad előre, a pélit felsőbb réteglemezei — az alsóbbaktól elválva — fölfelé görbülnek. A következő árvíz kezdeti, turbulens áramlásai felszaggatják és áttelepítik ezeket a száradási cserepeket. Ha a cserepek a kiszáradás során — dolomit, gipsz, limonit vagy kova kiválása révén — olyan kötést nyernek, ami leülepedésükig megakadályozza szállítás közben már kavicsos koptatott darabjaik szétázását, akkor agyagbreccsa, ill. agyagkavics rétegek maradnak vissza. Az ilyen kavicsokat 1—10 cm-es legnagyobb átmérő, lapos, gyakran görbült alak, gyenge—közepes koptatottság és oxidatív színeződés jellemzi.

b) Erősebben lekerekített agyagkavicsokat hoz létre a közép- és alsó-szakasz jellegű folyók helyváltoztatása alkalmával fellépő erózió a korábbi, részben már megkeményedett pélitrétegek felszakításával. Ilyenkor izometrikus, vagy csak kissé lapult, általában oxidációs színű, szórt helyzetű agyagkavicsok jelennek meg a következő ciklust bevezető homokréteg alsó részében. Ezeket gyakran az egykori talajok C szintjéből kimosott mész- és dolomitkonkréciók lencsés felhalmozódásai kísérik.

c) A parti lagúnák legsekélyebb, bepárlódó részén keletkezett száradási cserepekből és ezek gipszes, an-

hidrites vagy dolomitos kötőanyagából áll a jelenkori és fosszilis evaporitokat kísérő „sósbreccsa” is. Az ennek agyaglemezeit a széteséstől megvédő, szulfátos kötőanyag a dia- és epigenezis során gyakran kalcitá vagy más karbonáttá alakul át. Az üledékes sósbreccsák genetikája élesen különbözik mind a nagyobb evaporittesteket szegélyező tektonikus breccsákétól (19.721 fejezetrész), mind a nagy kősódiapírokat fedő s az epigenetikus kioldódás és beszakadás miatt kaotikus szerkezetű gipsz-anhidrit sapkákétól (25.14 ábra).

d) Mind a karbonátos, mind a sziliciklasztos árapálysíkások vízfolyásainak medrében gyakoriak a részint száradási cserepekből, főleg azonban leszakított mederfal-darabokból képződött karbonátos, ill. pélités kavicsok (I. kötet, 10.38 ábra).

e) A karbonátos platformok dagály feletti és árapály övében lerakódott — szervesanyag-tartalma miatt részben fekete színű — algaszőnyeges iszap kiszáradó vagy mechanikailag felszakított darabjait a következő tengeri elöntés változtatja intraklasztokká (24.9—24.10 ábra).

f) Hullámverés hatására leszakított intraklasztok ágyazódhatnak be a karbonátos zátonyok elő- és hátterébe (I. kötet, 10.68 ábra), s a karbonátos platók, karbonátos és sziliciklasztos selfek előtéri lejtőin lerakódott üledékekbe is.

g) Intraklasztok képződnek akkor is, ha karbonátos vagy sziliciklasztos vízalatti lejtők, deltafrontok még teljesen meg nem szilárdult üledéke a szállítási energia árvízi megnövekedése, a felhalmozódási szög túllépése, hullámverés vagy földrengés okozta rázkódás, ill. vihardagály hatására megrogyva, szétszakadva, viszonylag kis távolságban újra betemetődik (25.5. tábla: 4). A földrengés lökőhullámjainak hatására keletkezett vízárak a vízfénék kiemelkedései felett jelentősen fölérősödve, a laza iszap eltávolítása után a már megszilárdult kőzetbe is belemarnak. A keményebb intraklasztok eredeti szövetüket és szerkezetüket megtartva ágyazódnak be, a lágyabbak mozgásuk közben többé-kevésbé deformálódnak (19.30, 17.77, 17.78 és 17.79: A ábra). Az efféle intraklasztok képződési helyéről kiinduló zagyáramok sűrű anyaga azonban messzire ragadhatja, és ott extraklasztokként temetheti be a feltépett kőzetdarabokat.

Közepes vízmélységben képződött intraformációs breccsa és konglomerátum ismeretes az Aggteleki- és Rudabányai-hegység középső- és felső-triász korú medence-fáciéseiben (Nádaskai, ill. Hallstatti Mészki Formáció). Hullámverés termelte intraformációs breccsa fordul elő a Bükk hegység ladin—karni korú Bervai Mészkihegynek egyes rétegeiben.

**19.719 Az exotikus breccsa és konglomerátum** abban különbözik intraformációs megfelelőitől, hogy alapanyagába attól teljesen elütő anyagú és csaknem mindig gravitációs csuszamlással hozzákeveredett *extraklasztok* ágyazódnak. Legfontosabb képviselőik a tektonikus övezetekben gyakori zagyüledékek (pl. a flis) képződését megelőző víz alatti suvadásokhoz és csuszamlásokhoz (17.2465., ill. I. kötet, 4.36. fejezetrészek), valamint víz alatti törmelékfolyásokhoz (17.2464., ill. I. kötet, 4.35. fejezetrészek) kapcsolódnak. Az ezekhez csatlakozó sűrű zagyárok kolloid iszaptömege vagy areálisan, vagy a vízfénékbe vágott medreken át, lavinaszerűen zúdul le nagy vízmélységekig. Eközben minden szilárdan meg nem tapadt üledéket és kőzetet magával ragad. Az utóbbiak egy része a turbulens mozgás hatására szétázik, más része azonban — előbb törmeléként, majd többé-kevésbé lekerelkedett kavicsként — szállítódik a mélytengeri síkságokra. Nagy méretű (100 m vastagságú, 5—1000 km<sup>2</sup> kiterjedésű) *vadflis* leplek alakulnak így ki, amelyek belső rétegzés nélküli, pélitől a hömpölygig terjedő anyagának exotikus törmelék- és kavicsdarabjai agyagos-homokos mátrixba ágyazódnak.

Tektonikusan aktív területeken az egyensúlyát veszítve és folyósodva csúszó üledéktömeg nagysága szélsőséges méreteket ölthet. Több százezer m<sup>3</sup>-nyi idősebb kőzet települhet így át fiatalabb üledékek közé *olisztosztrómák* (17.2464. fejezetrész) és *olisztonapák* alakjában. Az ilyen üledéktömeg gyakran vadflisbe megy át. A csúszási felületek mentén nagy méretű, kerekítetlen, a fekvő és a mozgó kőzettömeg darabjait vegyesen tartalmazó, durva breccsarétegek alakulnak ki, amelyeket akár tektonikai breccsának is lehetne tekinteni. Az üledékképződés közben keletkezett áttolódási breccsák némelyike ui. nyírófelületekkel határolt és inkompetens rétegekkel körülvett fakoidjai révén a *melanzsra* (mélange: 19.72. fejezet) emlékeztet.

## 19.72 AZ ENDOGÉN RUDITOK

Ezek közül itt csak a tektonikus eredetűekkel foglalkozunk. A vulkáni eredetű ruditokat — a képződési folyamat egységes áttekintése érdekében — a finomabb szemű vulkanoklasztitokkal együtt, a 23. fejezetben tárgyaljuk.

a) A tektonikus törmelékek és breccsák (I. a 17.3111. fejezetrészt is) a durva törmelék képződésnek viszonylag kicsiny, de a földtani elemzés szempontjából nagy jelentőségű csoportját alkotják. 0—90° közötti dőlésű, általában 5—500 cm vastagsá-

gú, többnyire párhuzamos felületekkel határolt, de gyakran lencseszerűen kiékelődő testeket formálnak. Határlapjaik az érintett kőzettestek folytonosságát megszakító, s a földkéreg közepes mélységű részeiben kialakult hegységszerkezeti felületek. Létrejöttüket az érintkező kőzettömegek tulajdonságai és az adott mélységben uralkodó  $p/t$  viszonyok határozzák meg.

A nagy víztartalmú, friss, felszínközeli üledékek ui. általában *képlékeny*, a vízborítás alatt is gyorsan megkeményedő karbonátos iszapok inkább *töréses* alakváltozással reagálnak a nyírófeszültségekre. De 2–4 km mélységtől kezdve már a pélites kőzetekben is töréses elmozdulásokat idéz elő a nyírófeszültség. A kőzeteknek a nyomás és a hőmérséklet növekedése miatti képlékeny alakváltozására csak 20–25 km mélységben kerül ismét sor. A mélységi plaszticitás szintjét azonban a mészkövek hamarabb, a szilikátos kőzetek később érik el.

Akár nyomó-, ill. nyíró-, akár húzófeszültségek hatnak is a kőzetre, az annak hegységszerkezeti felületek mentén elmozduló tömbjei közé többnyire a róluk ledörzsölt vagy lehullott kőzetdarabokból álló és utólag összecementezett *tektonikai breccsa* iktatódik. Ennek kifejlődése és vastagsága a tektonikai erőhatás természetét, irányát, intenzitását és kora szerint változik. A tágulásos vetőbreccsák szögletes törmelékanyaga általában a szomszédos kőzettömegekével azonos, tehát mono- vagy oligomikt, csak ritkán polimikt. A lesiklásos és váltós vetőket, horizontális eltolódásokat kísérő breccsáknak az érintkező kőzetek zúzálékából álló mátrixába kisebb-nagyobb, nem kerekített, néha széttört, és cement révén utólag ismét összeforrott kőzetdarabok ágyazódnak. Erős tektonikai igénybevételénél *fakoidok* (vagyis nyírófelületekkel határolt és a puhább kőzetek szétkent anyagával körülvett, különbözőképpen torzult — lencseszerűvé vált, csavart, meghajlított, de viszonylag kompetens — kőzetdarabok) is megjelennek. Az igen nagy irányított nyomás alatt szilárd kőzetekből képződött, nagyon sok fakoidot tartalmazó, polimikt tektonikus breccsa neve *melanzs*. Klasztjainak nagysága mm-től km-ig terjedhet. Jellemzője, hogy benne ugyanaz a kőzettípus változtatva, egyszer a mátrix, máskor a klasztk alkotásában vesz részt (17.79 ábra: B).

A tektonikus breccsák általában igen kevés pélites frakciót tartalmaznak. Szilárdságukat kalcitos, kovás vagy egyéb speciális kötőanyag biztosítja. Képződésük rendszerint több különböző szerkezetfejlődési szakaszhoz fűződik. Az azonos korú vetődéseket nemcsak irányuknak, hanem a breccsásodás módjának s a breccsa kötőanyagának hasonlósága is jellemzi; ezzel szemben a különböző korú tektonikus breccsák anyaga és cementje gyakran erősen eltérő.

A legnagyobb breccsatömegek tektonikai takarók áttolódási felületei mentén alakulnak ki: ezek vastagsága több száz m-t, hossza több tucat km-t is elérhet,

és bennük több száz  $m^3$ -es tömbök is találhatóak. Agyagos kőzetek közé települt, vastagabb dolomittömegek — viszonylagos merevségük következtében — a tektonikus feszültség hatására teljes egészükben breccsásodhatnak, anélkül, hogy eredeti települési helyzetük lényegesen megváltoznék. Gyakran kísérik tektonikus breccsák az evaporitokat. A sódiapirokat (25.14 ábra) és az általuk átdöfött kőzettömegek határát max. 200 m vastagságú gipsz vagy kalcit kötőanyagú breccsatestek jelzik.

b) A *rauhvacke* türingiai eredetű szó, francia megfelelője a *cargneule*. Olyan, eredetileg szürke, mállottan sárgás színű, érdes felületű, mono- vagy polimikt karbonátkőzetet jelent, amelynek különböző genetikájú formáit anyaguk szelektív oldódása köti össze (l. a 25.2322. fejezet rész (3) pontját is). Érdeességét szabálytalanul sorakozó, kisebb-nagyobb, sejt- vagy doboszerű üregei (*boxwork*) okozzák, amelyeket eltérő szögek alatt metsződő, mészkő- vagy dolomit-, máskor csak kalcitér-lemezek határolnak. A nagyobb üregek átmérője 1–2 cm-t is elérhet, de általában ennél kisebb; őket kevés agyaggal kevert kalcit- vagy dolomitpor béleli, válaszfalaikat finom kalcitkristályok vonják be.

A gipsz-anhidrittartalmú karbonátos kőzetekhez, ill. rétegsorokhoz kapcsolódó *rauhvackék* nagy részének keletkezése *atektonikus*an, az eredeti üledék szulfáttartalmának dia- vagy epigenetikus kioldódásával is magyarázható. A gipsz és az anhidrit Ca-ionokban dús mállási oldatai ui. a társult dolomit kalcitosodása („*dedolomitosodása*”: 24.426. fejezet rész) irányában hatnak. Ezért a szupratidális dolomit/anhidrit sorozatok mállásakor képződő dolomitbreccsák kalcittal cementálódnak. Az utóbbiakból pedig a dolomitzemek részleges vagy teljes kioldódása után kalcitvázú *rauhvacke* keletkezik (FÜCHTBAUER 1988). Szulfátmentes karbonátok esetében azonban LEINE (1968) szerint többnyire azok kalcit (esetleg kvarc)-erekkel hálózott, részben át is kristályosodott *tektonikai breccsáin*ak szelektív mállásáról van szó.

A *monomikt* *rauhvackék* túlnyomó többsége valóban olyan kalciterekkel átszőtt, breccsásodott dolomit, amelynél nemcsak a mátrix, hanem az abba zárt klasztk dolomitanyaga is lebomlott, s a szelektív mállás csupán a klasztk közötti kalciterek hálózatát hagyta meg. A tektonikus eredetű *rauhvacke* kalciteres dolomitba vagy dolomitos mészkőbe való, fokozatos átmenete valószínűsíti.

Azok a sárga vagy barna színű, *polimikt* *rauhvackék*, amelyek elsődleges meszes alapanyaga, ill. szögletes vagy lekerekített üregei karbonáttöredékeken és pélites vagy pszammitos kőzettörmeléken kívül olykor gipszkristályokat és mozgás közben leszakított exotikus törmelékét is tartalmaznak, ugyancsak tektonikus eredetűek. Meg-megszakadó szalagjaik és lencse alakú

tömegeik rendszeren közel párhuzamosak a rétegzéssel. Olyan csúszófeszültségekre utalnak tehát, amelyek az érintett rétegsorok legkisebb szemcseközi kohézióval rendelkező rétegei mentén okoztak elmozdulást. Karbonátos alapanyaguk nagy része e gyöngébb ellenállású, többnyire túlsós környezetben ülepedett karbonátos kőzetek anyagának szétmorzsolódása révén keletkezett.

Regionális metamorf kőzetek (csillámpala, márvány, gneisz) köze települt polimikt rauhvakkek gyakran tapasztalt átalakulatlan-sága metamorfózis utáni tektonizmust, breccsásodást és ezt követő, szabálytalan szövetet eredményező átkristályosodást bizonyít. Rauhvakkéra emlékeztető sejtes szerkezet jöhet létre szulfidos érctelepek és -telérek felszíni kibúvásain is, azok kevésbé ellenálló ásványainak kioldódása révén (19.21 ábra). Az ilyenkor visszamaradó sejtek anyaga kvarc, limonitos jáspis, limonit, kalcit, dolomit, sziderit, smithsonit stb.

## 19.8 A RUDITOK VIZSGÁLATÁNAK MÓDJA ÉS JELENTŐSÉGE

A durvatörmelékes kőzetek jelentősége lényegesen nagyobb annál, amit az üledéksorokban való gyakoriságuk sejtetni enged. Megjelenésük többnyire rétegtani (ciklus-) határt jelent. Összetételük alapján meghatározható származási területük közzetani jellege, földtani felépítése, fejlődéstörténete, az üledékgyűjtőtől való távolsága, és megállapíthatók felhalmozódásuk körülményei is. Ezért a ruditek vizsgálata az ösföldrajzi elemzés egyik legfontosabb módszere. Az ösföldrajzi kép alapján pedig a terület ásványi nyersanyag-lehetőségei is prognosztizálhatók.

Orogén jellegének megfelelően, Magyarország területén nagy és időben változó előjelű horizontális és függőleges elmozdulásokkal kell számolnunk. A Mecsek mai mély fekvésű DK-i előtere pl. az alsó-miocénben magasra kiemelt terület volt. Ennek felépítéséről és hasznosítható anyagairól legelőször az innen lehordott és a hegység É-i oldalán felhalmozódott kavicsok rendszeres vizsgálata tájékoztatót (JÁMBOR—SZABÓ 1961).

A ruditoknak nagy jelentőségük van építőipari szempontból. A viszonylag nagy törőszilárdságú szemcsekből álló, de laza kavicsstelepek a korszerű vasbeton építkezés egyik legfontosabb nyersanyagát jelentik. Egyes fajtáik (pl. a hárshegyi homokkő) falazó, mások padló- és falburkoló nyersanyagként is felhasználhatók.

A legjelentősebb vízáadó rétegeket általában szintén a durva törmelékes kőzetek alkotják. Mongólia artézi kútjai pl. gránittörmelékéből táplálkoznak. Hazánk vízszükségletének nagyobb részét folyóink (Duna, Rába, Zagyva, Sajó, Tisza stb.) kavicságyából termelik. A medencéink mélyében rejtőző kavicsos kőzetek (Hegykő, Csepel) hévíz- vagy szénhidrogén-tárolók (Algyő, Deszk, Szank) lehetnek.

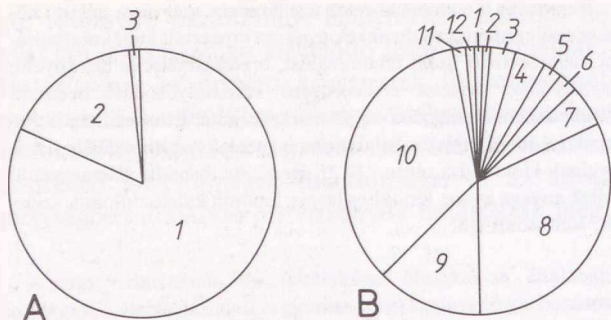
A durva törmelékes kőzetek vizsgálata a terepi és a laboratóriumi geológus szoros együttműködését kívánja meg. A begyűjtött, sokszor mázsányi minta anyagi és alaki tulajdonságait ugyan az utóbbi hatá-

rozza meg, és írja le, a törmelék- és kavicsfajták származás szerinti azonosításának kulcsa mégis általában a környezetet is jól ismerő terepgeológus kezében van.

Elvileg minden durva törmelékes képződménynek a szemcsék anyagát és alaki tulajdonságait illető jellemvonásait horizontális és vertikális irányban is egyenlő sűrűségű rendszerrel lehet megközelíteni. A mintázás sűrűségét a rétegek változékonysága szabja meg. A folyóvízi, a parti, valamint a turbidit-eredetű kavicsrétegeket elegendő 1 km-enként megmintázni. Más, kisebb méretű rudittesteken belül sűríteni kell ugyan a mintavételi helyek számát, de telepenként 5—7 vizsgálat már kellően tájékoztathat az iránytól függő tulajdonságok változási törvényszerűségei felől. Ha a fedettség nem teszi lehetővé a szükséges számú mintavételt, annak következtetéseink megbízhatósága látja kárát.

A kavics és a törmelék megmintázás előtti leírásában kötelező megadni a legnagyobb és a leggyakoribb szemcseátmérőt, a szemcsék alakját, kerekítettségét, felületük megmunkáltságát, a szemcsék elhelyezkedését és anyagi megoszlását, az alapanyag és a cement minőségét. Különösen fontos a lapos kavicsok térbeli helyzetének statisztikus meghatározása, mert ennek átlagértéke segítségével a szállítás irányára, abráziós kavicsok esetében pedig a tengerpart csapásirányára lehet következtetni. A folyóvízi kavicsok fő síkja ui. vagy a folyásirányba, vagy azzal szembe dől; az abráziós parti lapos kavics fő síkja pedig a tenger felé mutat.

A vizsgálatot a legdurvább frakcióhoz tartozó 100—200 lapos kavics  $a$ — $b$  tengelyen át fektetett fő síkja dőlésének megmérése jelenti. Ezután a réteg teljes szelvényében kellő szélességű és mélységű árkot mélyítve, az innen kiszedett anyagot zsákokba gyűjtjük. A vizsgálatra kerülő anyag finomabb részlegét 2 mm-es rostán, nedves szítalással leválasztva, azt külön szemcseösszetételi vizsgálatnak vetjük alá. A durva részleg szemcséinek méretét vagy a teljes anyag továbbrostá-



19.31 ábra. Az abráziósparti (A) és folyóvízi (B) kavicsok anyagi összetétele közötti különbség a Mecsek hegység É-i előterének kárpáti, ill. ottnangi üledékeiben. — Abaligettől Ny-ra. — Szerkesztette JÁMBOR (1965)

A: 1. Anisusi mészkő. — 2. Alsó-triász mészkő. — 3. Alkáli diabáz (trachidolerit).

B: 1. Fehér gránit. — 2. Ortoklászgneisz. — 3. Csillámgneisz. — 4. Csillámpala. — 5. Kvarc. — 6. Homokkő-kvarcit. — 7. Fillit. — 8. Fekete szericites pala. — 9. Sötétzürke homokkő. — 10. Világosszürke homokkő. — 11. Bázisos eruptívum. — 12. Mállott, felismerhetetlen.

lásával, vagy pedig 100—200 szemcse *b* tengelyének egyenkénti lemerésével állapítjuk meg, s az I. kötet, 15.43—45 ábráival való összehasonlítás útján, vizuálisan meghatározzuk azok kerekítettségi fokát, sőt

anyagát is. — Igényesebb vizsgálat esetén ugyanezt minden egyes frakció 100—200 szemcséjén végezzük el. Az egyszerű módszerekkel fel nem ismerhető kavicsokból vékonycsiszolatot készítettünk, s azokat kémiai, röntgen-, derivatográfiai, színekép- és vitrint-reflexiós vizsgálatnak vetjük alá.

A kavics anyagvizsgálata eldöntheti pl. annak viszonylagos korát. Az Alföld tengeri miocén rétegeinek fekvőjében levő, hidrohematittól vörösre festett, de ősmaradványmentes konglomerátumok triász, júra vagy kréta kavicsai pl. azonnal kizárják e konglomerátumok perm korának lehetőségét. A kavicsokban látható kalcit- vagy kvarcerek, mikroredők, ércesedési nyomok és egyéb elváltozások a lepusztulási területen még a kavics elszállítása előtt végbement hegységszerkezeti, mállási vagy hidrotermális folyamatra utalnak, és sokszor azok valószínű idejét is elárulják.

A kavicsvizsgálat során nyert és statisztikus értéklésre alkalmas adatsorokat átlagoljuk, és megfelelő szempontok (pl. terület, kor, vizsgálatfajta, anyagi minőség, szemcsenagyság stb.) szerint csoportosítva, térképen vagy diagramokban ábrázoljuk (19.31 ábra). Az ezekhez fűzött értékelés többnyire az ösföldrajzi és a technológiai igényeket is kielégíti.

## IRODALOM

- BÁRDOSY Gy. 1961: Üledékes közeteink nevezéktanának kérdései. — *Földt. Közl.*, **91**, 1, 44—64.
- BÉRCZI I. 1970: Sedimentological investigation of the coarse-grained clastic sequence of the Algyő hydrocarbon-holding structure. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **14**, 287—300.
- BISCHOFF, J. L.—FYFE, W. S. 1968: Catalysis, inhibition, and the calcite—aragonite problem. I. The aragonite—calcite transformation. — *Am. J. Sci.*, **266**, 65—79.
- BLATT, H.—MIDDLETON, G.—MURRAY, R. 1972: *Origin of Sedimentary Rocks*. — New Jersey: Prentice-Hall, 634 p.
- BÓDI B. 1938: A Budapest-környéki harmadkori kavicsok közettani vizsgálata, különös tekintettel a levantei kavicsképződményekre. — *Földt. Közl.*, **68**, 4/6, 180—207.
- BOURGEOIS, J. 1978: Conglomerates. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg: Dowden, Hutchinson & Ross, 183—185.
- CAREY, L. W.—AHMAD, N. 1960: Glacial marine sedimentation. — In: RAOSCH, G. O. (ed.): *Geology of the Arctic*. **2**. — Toronto, 865—894.
- COLLINS, J. D.—THOMPSON, D. B. 1982: *Sedimentary Structures*. — London: Allen & Unwin, 194 p.
- CROOK, K. A. W. 1974: Lithogenesis and tectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). — *SEPM Spec. Publ.*, **19**, 304—310.
- CROWELL, J. L.—FRAKES, L. A. 1972: Late Paleozoic glaciation. Part V., Karroo Basin, South Africa. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, 2887—2917.
- DANIELS, R. 1961: Kinetics and thermoluminescence in geochemistry. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **22**, 65—74.
- DARWIN, CH. 1842: Remarks on the glaciers of Tierra del Fuego and the transport of boulders. — *Transact. Geol. Soc. London*, **6**, 415—431.
- DOTT, R. H., JR. 1964: Wacke, graywacke, and matrix — what approach to immature sandstone classification? — *J. Sed. Petrol.*, **34**, 625—632.
- DREIMANIS, A. 1969: Selection of genetically significant parameters of investigation of tills. — *Zesz. Nauk Univ. A. Mickiewicza, Geografia, Poznan*, **8**, 15—29.
- DU TOIT, A. L. 1921: The Carboniferous glaciation of South Africa. — *Geol. Soc. S. Africa*, **24**, 188—227.
- ENGELN, O. D. v. 1930: Type form of facted and striated glacial pebbles. — *Amer. J. Sci.*, ser. 5, **19**, 9—16.
- FAGERSTROM, J. A. 1978: Clay-pebble conglomerate and breccia. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 156—157.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1978: Breccias, sedimentary. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 84—86.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmelékes formációk ásványos összetétele. — *Földt. Közl.*, **117**, 1, 11—30.
- FLINT, R. F. 1971: *Glacial and Quaternary Geology*. — New York, 892 p.
- FOLK, R. L. 1954: The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. — *J. Geol.*, **12**, 343—359.
- FOLK, R. L. 1968, 1974: *Petrology of Sedimentary Rocks*. (1. és 2. kiadás) — Austin: Hemphills, 170 p.

- FOLK, R. L. 1974: The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. — *J. Sed. Petrol.*, **44**, 40—53.
- FRAKES, L. A.—KEMP, E. M.—CROWELL, J. C. 1975: Late Paleozoic glaciation. Part VI. Asia. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 454—464.
- FÜCHTBAUER, H. (ed.) 1988: *Sedimente und Sedimentgesteine* (4. kiadás). — Stuttgart: Schweizerbart, 1141 p.
- FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Stuttgart: Schweizerbart, 12—129.
- HAJÓS M. 1954: Üledékes kőzetek nevezéktana, írásmódja. — *MÁFI Évi Jel.*, **1952**, 183—188.
- HUMPHRIES, D. W. 1978: Clastic sediment and rocks. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 126—132.
- JÁMBOR Á. 1965: Üledékes összletek kavicsvizsgálatainak földtani értékelése. — *Mérnöki Továbbképző Int. előad. sor.*, **4420**, 35 p.
- JÁMBOR Á. 1970: *Földtani anyagfeldolgozás terepen*. — Budapest: Magyarh. Földt. Társ., 77 p.
- JÁMBOR Á.—KORPÁS L. 1969: A Dunántúli-középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. — *MÁFI Évi Jel.*, **1969**, 75—92.
- JÁMBOR Á.—SZABÓ J. 1961: Mecsek-hegységi miocén kavicsvizgálatok eredményei. — *Földt. Közl.*, **92**, 316—324.
- KRYNINE, P. D. 1941: Paleogeographic and tectonic significance of sedimentary quartzites. (Abstr.) — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **52**, 1915—1916.
- KRYNINE, P. D. 1948: The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. — *J. Geol.*, **56**, 130—165.
- LAND, L. S. 1973a: Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. — *Bull. Marine Sci.*, **23**, 64—92.
- LAND, L. S. 1973b: Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. — *Sedimentology*, **20**, 414—424.
- LASIUS, G. 1798: *Beobachtungen über die Harzgebirge*. **2**. — Hannover: Helwingsche Hofbuchhandlung.
- LEINE, L. 1968: *Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain*. — Nomenclature, Description and Genesis of Weathered Carbonate Breccias of Tectonic Origin. — Rotterdam, 112 p.
- LEINE, L. 1978: Boxwork. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 81—82.
- LÜTZNER, H. 1978: Konglomerattypen des Rotliegenden von Thüringen und deren Vergleich mit rezenten Schwemmfächersedimenten. — *Zeitschr. geol. Wiss. (Berlin)*, **6**, 10, 1187—1210.
- MCKENZIE, F. T.—BRICKER, O. P. 1971: Cementation of sediments by carbonate minerals. — In: BRICKER, O. P. (ed.): *Carbonate Cements*. — Baltimore: Hopkins Univ. Press, 239—246.
- MENČÍK, E.—PEŠL, V. 1953: Strukturý klastických sedimentů. — *Věstník Ústř. Úst. Geol.*, **38**, 3, 110—124.
- MENZIES, J.—ROSE, J. 1989: Subglacial bedforms — drumlines, rogen moraine and associated subglacial bedforms. — *Sedim. Geol.*, **62**, 2/4, 117—430.
- MOORE, J. G. 1975: Mechanism of formation of pillow lava. — *Amer. Sci.*, **63**, 269—277.
- MÜLLER, G. 1964: *Methoden der Sediment-Untersuchung*. — Stuttgart: Enke, 301 p.
- MÜLLER, G. 1969: Sedimentbildung im Plattensee/Ungarn. — *Naturwiss.*, **56**, 606—615.
- NATLAND, M. L. 1967: New classification of water-laid clastic sediments. (Abstr.) — *AAPG Bull.*, **51**, 476.
- ORI, G. G.—CREMONA, M. (ed.) 1988: I depositi continentali. — *Giornale di Geol. (Bologna)*, Ser. 3a, **50**, 1/2, 209 p.
- PACKHAM, G. H. 1954: Sedimentary structures as an important factor in the classification of sandstones. — *Am. J. Sci.*, **252**, 466—476.
- PETTJOHN, F. J. 1957, 1975: *Sedimentary Rocks*. — (2. és 3. kiadás) — New York: Harper: 719, ill. 628 p.
- PETTJOHN, F. J.—POTTER, P. E.—SIEVER, R. 1972: Sand and Sandstone. — New York: Springer, 618 p.
- PÉCSI M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. — *Földrajzi Monográfiák*, **3**. — Budapest: Akadémiai Kiadó, 345 p.
- PICARD, M. D. 1971: Classification of fine-grained sedimentary rocks. — *J. Sed. Petrol.*, **41**, 179—195.
- RAKOVITS Z. 1972: The applications of new apparatuses for morphological measurement of gravels. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **16**, 43—55.
- RUCHIN, L. B. 1958: *Grundzüge der Lithologie. Lehre von den Sedimentgesteinen*. — Berlin: Akad. Verlag, 806 p.
- SELLEY, R. C. 1976: *An Introduction to Sedimentology*. — London, etc.: Academic Press, 408 p.
- SHEPARD, F. P. 1954: Nomenclature based on sand—silt—clay ratios. — *J. Sed. Petrol.*, **24**, 151—158.
- STEEL, R. J.—THOMPSON, D. B. 1983: Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates („Bunter” Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. — *Sedimentology*, **30**, 3, 341—367.
- STRAUSZ L. 1952: Kavics-tanulmányok a Dunántúl középső részéből. — *Földt. Közl.*, **82**, 4/6, 119—136.
- THOMPSON, A. 1959: Pressure solution and porosity. — *SEPM Spec. Pap.*, **7**, 92—110.
- THRAILKILL, J. 1968: Dolomite cave deposits from Carlsbad Caverns. — *J. Sed. Petrol.*, **38**, 141—145.
- TWENHOFEL, W. H. 1950: *Principles of Sedimentation*. — New York: McGraw-Hill, 673 p.
- TWENHOFEL, W. H. et al. 1929: *Treatise on Sedimentation*. — Baltimore: Williams & Wilkins, 661 p.
- UDDEN, J. A. 1914: Mechanical composition of clastic sediments. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **25**, 655—674.
- UNGÁR T. 1957: Üledék- és talajosztályozások összehasonlítása. — *Hidr. Közl.*, **37**, 1, 34—43.
- WALKER, R. G. 1975a: Conglomerate: Sedimentary structures and facies models. — *SEPM Short Course*, **2**, 133—151.
- WALKER, R. G. 1975b: Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, 737—748.
- WALKER, R. G. 1978: Deep water sandstone facies and submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. — *AAPG Bull.*, **62**, 932—966.
- WALKER, R. G. 1977: Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in south eastern Oregon. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **88**, 273—285.
- WENTWORTH, C. K. 1922: A scale of grade and class terms for clastic sediments. — *J. Geol.*, **30**, 377—392.
- WHETTEN, J. T. 1965: Carboniferous glacial rocks from Werrie Basin, New South Wales, Australia. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **76**, 43—56.

# 20. HOMOKOK ÉS HOMOKKÖVEK

BALOGH KÁLMÁN ÉS HAJDÚNÉ MOLNÁR KATALIN

## 20.1 A HOMOK(KŐ) FOGALMA

A *homok* szónak az üledéktanban kettős jelentése van. Jelent egyfelől egy a szemcsék anyagi minőségétől független szemcsetartományt. Ennek határértékei országonként, ill. szabványonként némileg változnak. A magyar földtani gyakorlat a 0,06 és a 2,0 mm-t, hidrológusaink pedig a 0,1 és 2,0 mm-t tekintik határnak. Jelenti másfelől azt a laza üledéket, amelyben a törmelekszemcsék több, mint 50%-a az említett mérettartományba tartozik.

A *homokkő* tömörödött és cementálódott (litifikált) homok. A laza homokot az erősen cementált homokkövekkel a kötött homok és a laza homokkő különböző fajtái kapcsolják össze. Ezeknek a *pszammitok*nak vagy *arenitek*nek a szemcséi uralkodóan üledékgyűjtőn kívülről származó elsődleges ásványok vagy közettöredékek. Ezeket az *allotigén szemcséket* a kötöttük mozgó kolloidális és ionos oldatok másodlagos, helyben képződött (*autigén*) csapadékának, a *kötőanyag*nak az ásványai cementezik. Az arenitek 0,06–2,0 mm közötti szemcséihez durvább vagy finomabb,

valamint más anyagú szemcsék is keveredhetnek. Ezek részaránya szerint az arenitek nemcsak a ruditokhoz, az aleur(ol)itokhoz vagy az argillitekhez, hanem jóformán minden más üledékes közettípushoz átmenetekkel kapcsolódhatnak (19.1—19.10 ábra). A 0,06 mm-nél kisebb — átlagosan 20–30 µm-os — szemcsék összességét *alapananyag*nak (mátrix) nevezük. Az alapananyagban dús arenitek mindig osztályozatlanok.

Az arenitek tulajdonságait szemcséik anyaga, méreteloszlása, alakja, egymáshoz való viszonya, a kötőanyag és a mátrix minősége, mennyisége és eloszlása határozza meg. Pontosabb jellemzés céljából az arenitek elegyrészeit valamely jól definiált sajátságuk alapján különítjük el. A homokok és a szétáztatható homokkövek esetében erre alkalmas mechanikai elemzést és sűrűség szerinti elkülönítést a szemcsék optikai, termikus, röntgen- és egyéb vizsgálatával párosítjuk. Ezek eredményét táblázatok, különféle diagramok és számítástechnikai módszerek segítségével értékeljük.

## 20.2 A LEÍRÓ OSZTÁLYOZÁS ELVEI ÉS NEVEZÉKTANA

Az arenitek petrográfiai osztályozásának elve a ruditokéhoz (19.3. fejezet) hasonló. Felosztási alapul szolgálhat *a*) a törmelékes szemcsék anyaga, *b*) mérete, *c*) koptatottsága, *d*) osztályozottsága, *e*) származása, *f*) az üledék kötöttsége, *g*) a kötőanyag minősége, *h*) az alapananyag mennyisége, *i*) az üledék oxidációs foka, *j*) képződési módja.

*a*) A detritogén szemcsék anyagának megoszlása szerint lehet a homokkő monomikt, oligo- és polimikt. (Az elnevezés értékhatárait l. a 19.2 táblázatban.) A domináns, vagy valamely fontos szubdomináns, ill. járulékos szemcse nevét a közet megnevezésébe is belefoglaljuk; pl. kvarchomok(kő), közettörmelékes, ill. földpátos homok(kő); mészhomok(kő); tufás vagy tuffitos homok(kő); monacitos, glaukonitos homok(kő) stb.

*b*) A szemcseméret szerinti megnevezés a homokfrakción belüli uralkodó szemcserészleget az alapszó jelzőjeként tünteti fel, a 20.1 táblázaton látható formában. Ebből az is kitűnik, hogy a különböző kutatóhelyeken sem a homokfrakció alsó határa, sem e frakció belső felosztása tekintetében nem alakult ki egységes álláspont. A hazai földtani gyakorlatban leginkább bevált — terepen és fúrásfeldolgozásnál is használható — beosztást a 20.1 táblázat 1. rovata tartalmazza.

*c*) A szemcsék koptatottságát — az I. kötet 15.43—15.45 ábráin látható minták szerint — a szögletes (sarkos) és kerekített, ill. gömbölyített jelzők fokozataival s a szemcséfelszín sima, érdes, fényes vagy tompa fényű (matt) voltának megjelölésével fejezzük ki.

*d*) A szemcsék nagyság szerinti eloszlása alapján osztályozatlan, jól, közepesen és rosszul osztályozott

20.1. táblázat. Példák a homokok és aleuritok szemcseméret szerinti megnevezésének különbségeire

Átmérő (mm)											
	2,0	1,0	0,5	0,25	0,20	0,10	0,06	0,05	0,02	0,005	0,002
1	Durva homok	Nagyszemű homok	Középszemű homok	Apró homok	Finom homok	Durva kőzetliszt	Finom kőzetliszt				
2	Durva homok		Középszemű homok	Apró homok	Finom homok	Durva kőzetliszt	Finom kőzetliszt				
3	Durva homok		Középszemű homok	Apró homok	Finom homok	Durva kőzetliszt	Finom kőzetliszt				
4	Durva homok		Középszemű homok	Finom homok	Homokliszt			Iszap			
5	Durva homok		Középszemű homok	Apró homok	Finom homok	Homokliszt	Finom kőzetliszt	Durva agyag			

1. JÁMBOR (1970). — 2. Tihanyi 10.000-es térképmagyarazó. — 3. KFH irányelvek (1977). — 4. MSZ 14 054/4. sz. szabvány (talajmechanika és mérnökgeológia). — 5. UNESCO-tanfolyam (1975).

homokot (ill. homokkővet) különböztetünk meg. Különös figyelmet kell fordítani a szemcsenagyság rétegen belüli változásainak a 19.35 ábrán feltüntetett (rendesen, fordítva vagy szimmetrikusan gradált) formáira.

e) A szemcsék származásának kifejezésére a szállítási és leülepedési körülményekre utaló — pl. folyóvízi, glaciális, tavi, sekély- vagy mélytengeri — jelzők alkalmazhatók. A szemcsék kerekítettsége és tompa fénye alapján terepen is felismerhető eolikus homok közhasználatú neve a *futóhomok*. A nehézasványokban dús folyó-, tó- vagy tengerparti „fekete homok”-oké pedig: *torlathomok*.

f) A homokkőzetek kötöttsége a mátrixuk, főleg azonban cementjük minőségétől függ, és általában azok mennyiségével emelkedik. De mivel azt a tömörödés, a szemcsék varratossága és más tényezők is befolyásolják, a kötöttségi osztályok határainak nincsenek általánosan elfogadott mérőszámai. A kötetlen, gyengén vagy erősen kötött, tömör jelzők tehát csak a közvetlen tapasztalat kifejezései.

A kötetlen homok sem cementet, sem mátrixot nem tartalmaz, bár szemcséit vékony bekéregzés boríthatja. A kötött homok szilárdságát — vízben könnyen bekövetkező szétágazásáig — főleg mátrixának felületaktív erői biztosítják. A mésszel, gipsszel, anhidrittel, szódával, jarosittal, agyagásványokkal kötött homok megáll a bevágás falában, aláfejtéskor azonban könnyen leomlik. A körömmel karcolható laza homokkő szemcséit — több-kevesebb mátrix mellett — kevés és gyöngye ellenállású cement tartja össze. A

tömör homokkő nagy törőszilárdságát szemcséinek összefogottsága és cementjének nagy kötőereje biztosítja.

g) A kötőanyag és mátrix minősége szerint kovás, meszes, limonitos, hematitos, agyagos, gipszes, anhidrites, szódás, pirites, foszfátos és más, különleges anyagú homokkőről lehet beszélni.

h) Az alapanyag és a fő törmelékes alkotók (kőzettörmelékek, kvarc, földpát) mennyiségének együttes figyelembevétele egy Európából kiindult s az amerikai geológusok körében tovább részletezett osztályozásnak lett az alapja (19.6—19.10 ábra). Eszerint a  $\geq 95\%$ -ban kvarc- és kovatörmelékkel álló — tehát igen kevés alapanyagot tartalmazó — homokkő neve *kvarcarenit* vagy *ortokvarcit*.

A *litarenit* (= *szubgrauvakke*: PETTIJOHN 1957) olyan karbonátos és/vagy kovás cementű homokkő, amely 0—15%-nyi agyagos alapanyag mellett  $> 25\%$  könnyen málló homokszemcsét (kőzettöredéket és földpátot) tartalmaz. A kőzettöredék/földpát arány  $> 1$ .

A BROGNIART (1826) által a franciaországi Auvergne-ből leírt arkóza olyan, többnyire rosszul osztályozott, világosszürke vagy vöröses színű, kovás vagy kalcitos cementű homokkő, amely 0—15%-nyi — csillámból és kaolinitből, esetleg montmorillonitból — álló mátrixot és  $> 25\%$  földpát- és kőzettörmelékkel tartalmaz. A kőzettörmelék/földpát arány  $< 1$ .

A 18. századi Harz-hegységi bányászoktól származó *grauvakke* elnevezés (LASIUS 1789) ma olyan sötét- (zöldes-)szürke, rosszul osztályozott, kemény homokkővet jelent, amelynek 15—75%-nyi (csillámból, klo-

ritból és agyagásványokból álló) mátrixába >25%-nyi, gyengén kerekített instabilis szemcse (főleg metamorf közettörmelék és változó mennyiségű földpát) ágyazódik. Fő típusának kémiai összetételét bőséges MgO-tartalom és a K<sub>2</sub>O-nak a Na<sub>2</sub>O-val szembeni túlsúlya jellemzi.

A kvarcarenit és a litarenit között álló *szublitenit* 0—15%-nyi agyagos mátrix mellett <25% instabilis homokszemcsét tartalmaz; közettörmelék/földpát aránya >1. Ez jellemzi a szubarkózát is, azzal a különbséggel, hogy közettörmelék/földpát aránya <1.

E köztípusok határai és elnevezése hosszadalmas viták során alakultak ki, és ezek még ma sem fejeződtek be. A kvarcarenitek kvarctartalmának alsó értékét pl. KRYNINE (1948; 19.6 ábra) 80%-nál, FÜCHTBAUER (1988) 90%-nál óhajtja megvonni. FOLK (1968) átvette ugyan PETTIJOHN (1957) véleményét, miszerint a grauvalakke >25%-nyi közettörmelék és >15%-nyi alpanyagot tartalmazó homokkő. De mivel szemcséinek többsége — a földpát- és csillám-tartalom ellenére — nem teljesen dezintegrált közettörmelék, a

PETTIJOHN (1957) által használt grauvalakke és szubgrauvalakke elnevezéseket a litarenit és szublitenit kifejezésekkel helyettesítette. A FOLK-féle új köztípusokat azonban PETTIJOHN *et al.* (1972) — a grauvalakke fogalmának fenntartásával — csak a szubgrauvalakke nézve fogadta el (19.10 ábra). A FOLK-féle felfogás továbbélése azonban még FÜCHTBAUER (1970, 1988) diagramjában (19.8 ábra) is tapasztalható.

i) Oxidációs fokuk alapján a homokkővek a ruditokhoz hasonlóan oszthatók az oxidatív viszonyok között keletkezett (vörös vagy sárgás), ill. a redukzív környezetben ülepedett szürke kőzetek közé.

j) Az arenitek túlnyomó része az exogén erők uralta szárazföldi és tengeri térségek valamelyikében képződik. A teljesen vagy részben vulkáni eredetű homokkővek — viszonylagos ritkaságuk ellenére is — fontos földtani információk hordozói. A homokszemcsék a szállítási és leülepedési körülmények változékonysága következtében nagyon gyakran más törmelékes, kémiai vagy szerves üledék tömegét gyarapítják.

## 20.3 AZ ARENITEK ELEGYRÉSZEI

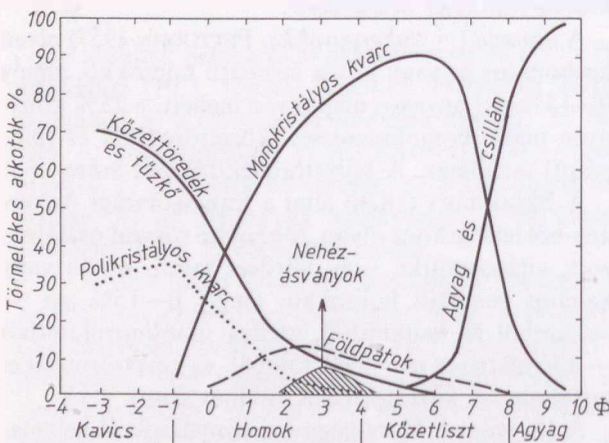
### 20.31 AZ ELSŐDLEGES ELEGYRÉSZEK

A homoküledékek vázát a mállás és üledékszállítás során felaprózódott kőzet- és ásványtöredékek alkotják. Ezeknek az eredeti kőzet(ke)t jellemző részaránya azonban a leülepedés előtti folyamatok kiválogató hatására — azok intenzitásától és időtartamától függően — megváltozik. Ezért törmelékes alkotóik ásványos összetétele a kiindulást jelentő magmás és metamorf kőzetekénél egyszerűbbé, oligo-, esetleg monomiktá válik. A törmelékanyag zöme — közettö-

redékeken kívül — a magmatitok és metamorfítok leggyakoribb ásványaiból (kvarc, földpátok, csillámok), ill. ezek mállástermékeiből (agyagásványok, karbonátok, vasoxidok stb.) áll. A kicsiny szemcse-nagyságú, járulékos ásványok mennyisége a kőzetnek csak 0,2—7%-át teszi ki (20.1 ábra).

Különleges körülmények, rövid szállítás vagy helyben történt, gyors felhalmozódás esetén egyébként könnyen málló kőzetek (mészkö, dolomit, evaporitok, vulkáni tufa) szemcséi is homokkőszzerűen halmozódhatnak fel. A *kalkarenitek* és *dolarenitek* többnyire a part menti karbonátkiválás homok méretű ooidjainak vízi vagy eolikus áthalmazódásával, a *vulkanomikt homokkővek* a tefra anyagának kitörés utáni, szárazföldi vagy állóvízi átsómozódásával képződnek. Az arid tó- és tengerpartokon kivált sókristályokat a szél fújja ki tiszta vagy kvarchomokkal kevert anyagú dűnékké; ezek tehát formailag a futóhomok kategóriájába tartoznak.

**20.311 Közettöredékek.** A durvább arenitek törmelékanyagának jelentős része közettöredék (20.1 ábra). Ezek anyagi megoszlása az üledékgyűjtő környezetében felszínen levő kőzetek anyagától, térbeli helyzetétől s az üledékképző folyamatok kiválogató hatásától függ. Szelektálódásukat a mállás fizikai vagy vegyi jellege, a szemcsék szállítás közbeni kopása és aprózódása, a diagenézis (és halmirolízis) oldási és



20.1 ábra. A törmelékes üledékes kőzetek elsődleges elegyrészeinek átlagos megoszlása a szemcseméret függvényében BLATT—MIDDLETON—MURRAY (1972) szerint, kiegészítve

redox-folyamatai határozzák meg. A közettöredékeknek a széteséssel szembeni ellenállása azok mállási és diagenetikus stabilitásától, valamint az alkotórészek közötti kötések erősségétől függ (PETTIJOHN 1949). Ezért a közettöredékek részaránya a szemcseméret kibebbedésével csökken.

**Közettöredéknek** az a törmelék szemcse minősíthető, amely ugyanazon ásványfajta legalább három nem-iker egyedéből áll. Ha azonban a törmelék szemcsét különböző ásványok alkotják, akkor az már két ásványegyed esetén is közettörmeléknek számít. A szemcsenagyság növekedésével a közettöredékek nagysága is növekedhet: a durva homokkövek általában több közettörmelékot tartalmaznak, mint a finomak.

A gránittöredékeket általában cirkon-, rutil-, monacit-, apatit-, turmalin-, vagy féregszerű kloritzárványokat tartalmazó, izometrikus kvarc szemcsék, (káli) földpát és csillám alkotják. A vulkáni közettörmelék a kémiai alkotásának megfelelő összetételű, üveges vagy finomszemcsés alapanyagból áll, amelybe ércek, különböző porfíros ásványok, vagy ezek bomlástermékei ágyazódhatnak. A gneisztöredékek orsó alakú kvarc- és földpát szemcséit muszkovit- és kloritlemezkek veszik körül. A csillám- és kloritpalák, fillitek törmelékének lencsésen kihengerelt kvarc szemcséi muszkovit-, biotit- és kloritszövedék hullámos finom rétegeivel váltakoznak. A metakvarcitok törmelékének zömét hullámos kioltású, összefogzott és ellapított kvarc szemcsék alkotják, ezekhez kevés földpát, muszkovit, biotit és klorit társulhat.

A homokkötörmelék agyagos mátrixba ágyazott és többnyire karbonáttal vagy kovával cementezett, többé-kevésbé izometrikus kvarc szemcsék mellett kevés csillámot és földpátot is tartalmazhat. Az agyagos—agyagpalás kőzetek finomszemcsés törmeléke gyakran nehezen különíthető el a beágyazó anyagtól. A monominerális kovapalák, tűzkövek, radiolaritok törmelékének mikro- vagy kriptokristályos anyagát a  $\text{SiO}_2$  különböző, gyakran színes változatai alkotják. A karbonátos és szulfátos közettörmelék anyaga optikai és mikrokémiai módszerekkel határozható meg.

A közettöredékek meghatározhatósága azonban méretüknek és az alkotó ásványszemcsék nagyságának és mállottságának a függvénye. Arra pedig, hogy egy elsődleges kőzetelegyrész milyen mállottsági állapotig és milyen módszerrel azonosítható, általános szabályt nem lehet felállítani. A közettöredék méretének mindenesetre akkorának kell lennie, hogy belőle, mint reprezentatív mintából, az eredeti közettöredék összetétele és szövete egyértelműen megállapítható legyen. Sajnos, a homok mérettartományának még a legdurvább szemcséi is csak egyes kőzetek felismerésére alkalmasak. DICKINSON (1970) szerint ilyenek:

- (a) az afanitos szövetű vulkáni közettöredékek,
- (b) a jellemző szövetű törmelékes üledékek,
- (c) a tektonizált, palás-lineációs szerkezetű kőzetek,
- (d) a finomszemcsés közettöredékek és
- (e) a karbonát anyagú közettöredékek.

Néha azonban e kategóriákon belül további részletezés is lehetséges (pl. a vulkanitok között a felzites, mikrolitos, hialitos, a finomszem-

csés töredékek között pedig a granitoid, a mikroholokristályos és a porfíros közettípusok is megkülönböztethetők).

A közettöredékek vizsgálata azért fontos, mert minden más ásványtani elemzésnél pontosabban tájékoztat a lepusztulási terület felépítéséről.

**20.312 A kvarc és a  $\text{SiO}_2$  más változatai.** A kvarctörmelék vagy egyetlen egyedből álló, ép vagy már megcsonkult „monokristály”, vagy több egyedből álló, „polikristályok” alakjában jelenik meg (25.10. tábla). A  $\text{SiO}_2$  kriptó- és mikrokristályos változatai közül szinte kizárólag csak az opál és a kalcedon fordul elő, zömmel a homokkövek kötőanyagaként.

A törmelékes kőzetek kvarcanyagának fontosságát az mutatja, hogy a földkéreg üledékes kőzetei átlagosan 21 térf.% kvarcot tartalmaznak, tehát csaknem annyit, mint a magmás és metamorf kőzetek együttvéve. A homokkövek átlagos kvarctartalma 65%, az agyagpaláké 30%, a karbonátos kőzeteké és a jelenkori pelágikus üledékeké pedig 5—5% (PETTIJOHN 1949; BLATT—MIDDLETON—MURRAY 1972).

A homokkövek törmelékes kvarc szemcséinek átlagos mérete kb.  $2\Phi$  (0,25 mm), a karbonátos kőzeteké kb.  $3\Phi$  (0,125 mm), a palás agyagoké kb.  $5\Phi$  (0,03 mm), az óceáni üledékeké kb.  $6\Phi$  (0,015 mm). A törmelékes kvarc szemcsék méretének súlyozott átlaga az üledékes kőzetekben kb.  $4\Phi$  (0,06 mm; BLATT—MIDDLETON—MURRAY 1972).

Kérdés azonban, hogy a kvarcnak, mint leggyakrabban allotigén elegyrésznek az eredetét hogyan lehet — akár csak közelítő pontossággal is — megállapítani. Más szóval: vannak-e a kvarc mono- és polikristályainak meghatározott közettípusra jellemző sajátosságai?

A kvarctöredékek származására vonatkozó vizsgálatok abból a tényből indultak ki, hogy a kvarc reálkristályainak fizikai és kémiai paraméterei a kialakulási körülményekre jellemző átlagértékek körül ingadoznak. A paraméterek átlagos értéktartományán belül megállapítható változási tendenciákból tehát következtetni lehet az ásványképződés fizikai és kémiai körülményeire, ezért ezeknek genetikai értékük van. KAC (1966), KAC—KAC (1969) és KAC—SZIMANOVICS (1974) pl. a kvarc szemcsék sűrűségkülönbségeiből kiindulva állapította meg azok származását. A zárványmentes kvarc ui. rendes fajsúlyú. A folyadék- vagy gázzárványt tartalmazó kvarc könnyebb, az ásványi zárványt tartalmazó pedig nehezebb a rendesnél. E sűrűségkülönbségek alapján a homokkövek granitoid-, telér és metamorf eredetű kvarc szemcséi valóban nagy biztonsággal különíthetők el egymástól.

Mások a kristályszerkezet deformációjával kapcsolatos fénytani rendellenességek értelmezésével, gyakoriságával, a mono- és polikristályok szerkezeti jellem-

zöivel kísérleteztek. A gyakorlatban ez utóbbi módszer bizonyult gyorsabbnak.

Az eddigi vizsgálatok szerint az üledékek kvarcanyagának túlnyomó része granitoidokból, gneiszekből és kristályospalákból származik; a riolitok, kvarcitok csak helyenként bizonyultak az allotigén kvarc anyaközetének (BLATT—CHRISTIE 1963; BLATT 1967a). (A hazai neogén és kvarter homokkövekben azonban gyakoriak a riolit- vagy dacittufa-hullásból és áthalmozásból származó, dihexagonális, víztiszta vagy rezorbeált kvarcsemcsék.)

**20.3121 A kvarcsemcsék mérete és habitusa.** Több kutató (BLATT—CHRISTIE 1963; BLATT 1967a; BLATT—MIDDLETON—MURRAY 1972; FENIAK 1944) fáradozott annak felderítésén, hogy van-e valamilyen tendenciaszerű különbség a granitoidok, a gneiszek és a csillámpalák kvarcsemcséinek méretei között. BLATT szerint a granitoidok és a gneiszek kvarcristályainak átlagos mérete 0,7—1,0 mm, a kristályospaláké átlagosan 0,2—0,5 mm, a filliteké és a hozzájuk hasonló metamorfotoké pedig <0,1 mm. A méretváltozások mennyiségi mérlegeléséből BLATT (1967a) az alábbi következtetéseket vonta le:

a) A kvarc aprókavics és durvahomok méretű monokristályai nagyobb valószínűséggel származnak mélységbeli magmatitokból, mint metamorf kőzetekből. A valószínűségi arányok aprókavicsban 4,5:1; az 1—2 mm közötti frakcióban 3,9:1; a 0,5—1 mm közötti frakcióban pedig 1,6:1. (Ezzel szemben a Kárpát-medencebeli kvarckavicsok többsége metamorfítból származik.)

b) A lényegileg helyben maradt, nem aprózódott törmelékhalmozatokban a kvarc finom és igen finom homok méretű monokristályai inkább metamorfotokból és nem mélységi magmatitokból származnak. A valószínűségi arányok a 0,1—0,2 mm-es frakcióban 2,5:1; a 0,05—0,1 mm-es frakcióban pedig 5,0:1.

c) A kvarc apró- és finomhomok, valamint durva kőzetliszt méretű monokristály-töredékeinek jelentős része finomszemű kristályospalákból, fillitekből, palás agyagokból, ill. palás aleur(ol)itokból ered; egy részük azonban gneiszekből és granitoidokból is származhat.

d) A kvarc polikristályos halmazainak méretei és eredete között nincs összefüggés.

A kvarcsemcsék *habitusának* ingadozásában nem találtak határozott különbséget, noha a csillámpalák kvarcsemcséi gyakran megnyúltak.

Egyes hipabisszikus, de főként vulkáni kőzetekben a kvarc magas hőmérsékletű (573 °C feletti) módosulatának jellemző formakombinációi a lehüléssel járó szerkezetváltozás következtében *megrepednek*, ez pedig erősen csökkenti az üledékes folyamatokkal szembeni ellenállásukat. A savanyú vulkanitok sajátalakú kvarcristályain gyakori *magmás rezorpció* elősegíti azok szétterjedését; felismerhető nyomai azonban jól felhasználhatók a bezáró üledék származásának megállapítására. Ennek különösen a magyarországi

neogén képződmények tanulmányozásában van nagy jelentősége.

**20.3122 A kvarcsemcsék zárványai** általában csak néhány  $\mu\text{m}$ -nyi nagyságúak, ezért fénymikroszkópi azonosításuk igen nehéz. A zárványok többsége (csillám, rutil, turmalin) mind a magmás, mind a metamorf kvarcokban előfordulhat. Fokozza a nehézségeket, hogy az üledékes kőzetek allotigén kvarcsemcséinek zárványai között a folyadék- (víz-) zárványok a leggyakoribbak, és 100 szemcséből többnyire csak egy tartalmaz optikailag meghatározható ásványi zárványt. Ezért belőlük csak az alábbi genetikai következtetéseket sikerült levonni:

— A sok gázzárványt tartalmazó kvarcsemcsék hidrotermális eredetűek.

→ A kristályospalákból származó kvarcsemcsékben kevés a gázzárvány.

— A vulkanitok kvarcsemcséiben gyakoriak az ívelt zárványosorok, de ritkák a folyadékzárványok.

— A granitoidok kvarcsemcséiben gyakoriak a rutiltűk.

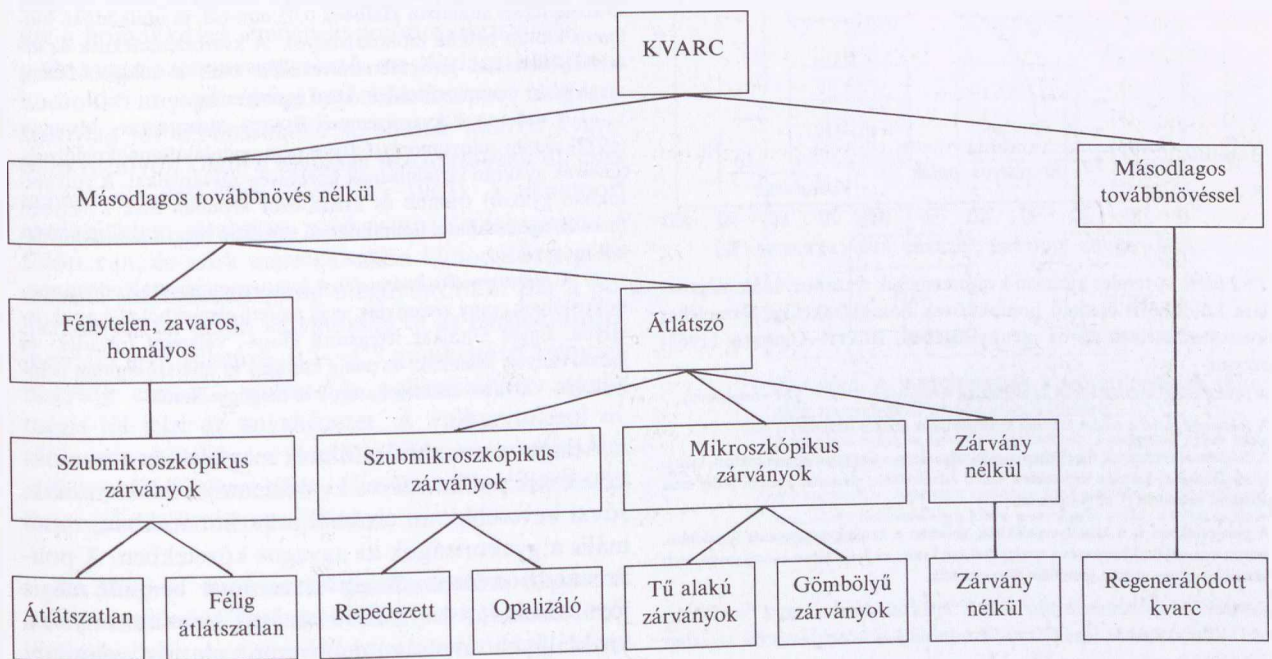
— Megközelítően érvényes, hogy az anizometrikus (pl. cirkon-) zárványok az effuzív kőzetek kvarcában gyakoribbak; a párhuzamosan rendezett, sokszor izometrikus csillám- és disztén-zárványok viszont elsősorban a csillámpalák kvarcát jellemzik.

— A leveles kloritzárványok többnyire telérkvarcokhoz kötődnek.

— A növekedési szegélyükön agyagzárványos kvarcsemcsék főleg idősebb homokkövekben gyakoriak.

A légnemű zárványok képződésének hőmérsékleti intervallumaira támaszkodva, szovjet kutatók *dekrepitációs módszerrel* értek el jó eredményeket vastag rétegsorok egyes rétegeinek párhuzamosításában. A kiindulási kőzet keletkezésekor a szemcsékben támadt üregeket kitöltő gáz ui. a kőzet hevítésekor kitágul, s a keletkezési hőmérséklet túllépése után megrepedszti a bezáró szemcsét. Az ezt kísérő hangeffektusok számának bizonyos hőfok-intervallumokban való jelentkezése és gyakorisága jellemző az azonos körülmények között keletkezett kvarcsemcsékre, ill. az ezeket tartalmazó kőzetekre.

**20.3123 A kvarcsemcsék színe** rácsszerkezeti hibák, zárványok és nyomelemek jelenlétének a következménye. A fehér színt a folyadék- vagy gázzárványok sokasága okozza. A finom eloszlású  $\text{Fe}^{3+}$  ion sárgásra vagy lilásra színezi a kvarcot, a cirkon-, rutil- és titanit-zárványok kékes vagy rózsás színt eredményeznek. A vörös színű kvarcsemcsékben hematit- és biotit-zárványok lehetnek, a goethit-tűk barna, a csillám-, a grafit- és a szenes agyag-zárványok szürke színt idéznek elő. A klorit-, amfibol- és biotit-zárványok zöldesre színeznék (FÜCHTBAUER 1970). Befolyásolják a kvarc színét a rácába beépült fémionok is. A



nagy méretű kvarcsemcsék többségének színét az azokat átitató vashidroxidos oldatok limonitos vagy hematitos csapadéka határozza meg.

A kvarc színének megállapítására annak 1–2 mm-es szemcséit cc. HCl-ben való főzéssel megtisztítjuk, majd azonos fénytörésű folyadékba helyezzük. Egyes rétegsorok kvarcsemcséinek színe alapján azok származási területét sikerült azonosítani (SCHNITZER 1957, 1963). KNJAZEV (1951), LEMLEJN—KNJAZEV (1951) és MIHAJLOVA (1964) a 0,1–0,25 és a 0,25–0,50 mm-es szemcserészlegek kvarcsemcséinek színét, átlátszóságát és zárványosságát vizsgálva, azokat a 20.2 táblázat szerinti csoportokba osztották. E csoportok arányai egy-egy kőzetben a szemcsemérettől függenek: a finomhomok és kőzetliszt tartományban a félig átlátszó kvarcsemcsék mennyisége a zárványos szemcsék rovására növekszik. A megkülönböztetett típusok arányai azonban egy-egy üledékes szintre, ill. annak származási területére jellemzőek.

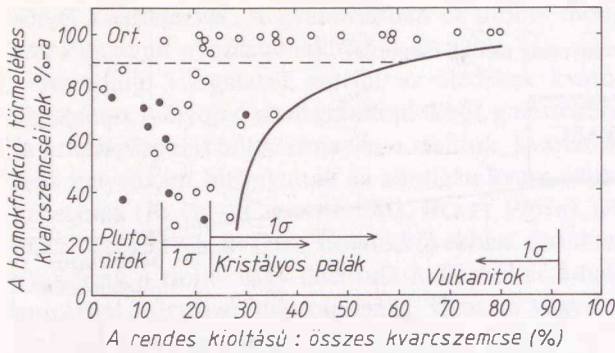
**20.3124 A kvarcsemcsék kioltása.** A kvarc ideális kristályainak optikai tulajdonságait a belső szerkezet nyomás hatására bekövetkezett torzulásai módosítják (KAC—SUTOV 1963; KAC 1966; KAC—SZIMANOVICS 1974; SZIMANOVICS 1975; BLATT—CHRISTIE 1963). A kvarc monokristályaiban a nyomás hatására a bázislappal vagy a kristálytani  $c$ -tengellyel közel párhuzamosan kialakult deformációs lemezek közötti törésmutató-különbségek ui. „*irracionális iker*”, ill. optikai aszimmetria megjelenését eredménye-

zik. A nagyobb görbületi sugarú rácsdeformáció következtében pedig a szemcse hullámos kioltásúvá lesz (CARTER—CHRISTIE—GRIGGS 1964; SZIMANOVICS 1975).

KRYNINE (1946) szerint a mélységi magmás kőzetek kvarcsemcséi egyenletes kioltásúak, az intrúzió befejező fázisában fellépő feszültségek azonban gyöngé hullámosagot okoznak. A savanyú vulkanitok jellegzetesen dihexaéderes kvarcsemcséiben nincs hullámos kioltás. A gneiszek, kristályospalák, kvarcitok kvarcsemcséi erősen hullámos kioltású, megnyúlt polikristályok; az agyagpalák, fillitek és finomszemű kristályospalákéi viszont hullámos kioltás nélküli, megnyúlt szemcsék (BLATT—CHRISTIE 1963; BLATT 1963, 1967a; CARTER—CHRISTIE—GRIGGS 1964; BLATT *et al.* 1972).

A kvarcsemcsék hullámos kioltása alapján többen kísérleteztek azok lehordási területének megállapításával (GILLIGAN 1919; DIMITRIEVSKIJ 1955; FOLK 1968; BASU *et al.* 1975). De mivel a hullámos kioltású kvarc — a mechanikai és a kémiai mállás iránti érzékenysége következtében — a többszöri vagy huzamosabb áthalmazódást szenvedett homokkövekben a nem-unduláló kvarccal szemben egyre inkább háttérbe szorul, a hullámos kioltás egymagában nem jelzi egyértelműen a szemcse eredetét.

**20.3125 A kvarcsemcsék származásának megállapítása.** BLATT és CHRISTIE (1963) szerint a homokkövek és kiindulási kőzeteik kvarc anyagú szemcséi kioltásuk és mono- vagy polikristályos jellegük alapján három csoportba oszthatók:



20.2 ábra. A rendes kioltású kvarcsejtszám részarányának megoszlása különböző eredetű homokkővek homofrakciója törmelék kvarcsejtszámának %-os mennyiségében, BLATT—CHRISTIE (1963) szerint

A pontokkal jelzett mintákban az alapanyag mennyisége > 5%. — Ort = ortokvarcit.

A folytonos görbe a rendes kioltású kvarcsejtszám átlagos részarányát jelzi.

A diagram alsó részének függőleges vonalai ugyanezen arányok a plutonitokban, kristályos palákban és kiömlési kőzetekben észlelt átlagértékeit, vízszintes vonalai pedig azok standard deviációit ( $1\sigma$ ) tüntetik fel.

A plutonitokban és a kristályos palákban, valamint a kevés kvarcsejtszámot tartalmazó, éretlen homokkővekben kevés a rendes kioltású kvarc; az uralkodóan kvarcanyagú, érett homokkővekben viszont jelentősen felszaporodik.

- Feszültségtől mentes, rendes kioltású monokristályok.
- Hullámos vagy foltos kioltású, többé-kevésbé deformált monokristályok.
- Két vagy több egyedből álló, polikristályos halmazok. Ez utóbbiak elemei lehetnek optikailag feszültségmentesek vagy hullámos kioltásúak; határfelületeik rajzolata egyenes, görbült vagy varratos. A polikristályos halmazok egy-egy töredéke legfeljebb 12—14 elemből áll. (Az erősen deformált, kataklázos szemcsék közel azonos optikai orientációjú elemeit természetesen egyetlen kristálynak tekintjük. A polikristályos halmaz azonos fénytani irányítottságú elemeit ugyancsak egykristályként vesszük számba. Ezért a polikristályon belül elkülöníthető részek száma eltér a halmazt alkotó egyedek számától.)

E típusok a homokkővek kiindulási közeteiben a következőképpen oszlanak meg (20.2 ábra):

- A granitoidokban a mono- és polikristályos kvarcsejtszám mennyisége kb. egyenlő. Mind a monokristályok, mind a polikristályok alkotórészei izometrikusak vagy csak kissé anizometrikusak. A polikristályok átlagos mérete 1 mm, a monokristályoké csak 0,5 mm; az egyedi szemcsék méreteloszlása mindkét kvarctípusban közel lognormális. A monokristályok 80—90%-a deformált, hullámos kioltású; az egyes deformációs lemezek optikai tengelyei között átlagosan 3—5° (ritkán 10—20°) eltérés van. A polikristályos aggregátumok viszonylag kevés (2—5) elemből állanak, alkotó elemek orientálatlanok, határfelületeik többnyire varratosak.
- A gneiszekben a kvarc egykristályai átlagosan 20—25%-nyi, polikristályai pedig 75—80%-nyi mennyiségűek. A polikristályok átlagos mérete 1 mm, a monokristályoké 0,2 mm. A monokristályok többsége hullámos kioltású. A polikristályok elemei gyakran összefogazottak, kifejezetten megnyúltak, bizonyos mértékig irányítottak, méreteik pedig bimodális eloszlásúak.
- A kristályos palák kvarcsejtszámai között a monokristályok mennyisége átlagosan 40%-nyi, a polikristályoké pedig kb. 60%. Az utóbbiak átlagos mérete 0,55 mm, a monokristályoké csak 0,25 mm. A polikristályok nagyon hasonlóak a gneiszekéihez. A mono-

kristályok többsége hullámos kioltású, a deformációs lemezek orientációi 3—6°-kal különböznek egymástól.

d) A fillitek, agyagpalák, palás aleurolitok és palás agyagok kvarcsejtszámai általában kisebbek 0,05 mm-nél, és uralkodóan hullámos kioltás nélküli monokristályok. A kvarcsejtszámoknak az átkristályosodással járó méretnövekedése csak a zöldpala-fáciest meghaladó metamorfotokban kezd érvényesülni.

e) A vulkanitok kvarcsejtszámai BLATT—MIDDLETON—MURRAY (1972) szerint túlnyomórészt olyan nem-unduláló monokristályok, amelyek gyakran tartalmaznak kőzetüveg-zárványokat. A vulkanitokban gyakori tridimit és krisztobalit azonban csak a helyben maradt, egészen fiatal homokokban található meg, a homokkővekből hiányzik.

f) A hidrotermális kvarctelések kvarcsejtszámai uralkodóan monokristályok, vagy viszonylag nagy méretű elemekből álló polikristályok. Egyes fajtaikat fűrészerű klorit-, valamint folyadék- és gázzárványok jellemzik; ez pedig színüket és átlátszóságukat befolyásolja. Varratos szemcsehatárok is megfigyelhetők.

Átlagos szemcseméretüknek megfelelően a homokkővek sok polikristályos kvarcsejtszámot tartalmaznak. Jóval kevesebb van ezekből a karbonátokban, minimális a gyakoriságuk az agyagos kőzetekben. A polikristályos kvarcsejtszám részaránya bennük mégis jóval kisebb (< 1—< 10% közötti), mint amennyire a kis szállítási távolságú delúviumok alapján számítani lehet. Általában: minél nagyobb egy homokkőben a kvarcsejtszám mennyisége, annál kevesebb azok között a polikristály. Ennek az az oka, hogy a polikristályos kvarcsejtszám a mállás, a szállítás és a diagenezis hatására elemeikre esnek szét. A kvarc hullámos kioltású, deformált monokristályai pedig a rendes kioltású, feszültségmentes egykristályoknál kevésbé stabilak. A kristályos kőzetek helyben maradt málladékában még csak 10—20% a rendes kioltású kvarcmonokristály. A 90%-nyi kvarcot tartalmazó homokkővekben viszont már 40—45% a nem-deformált kvarcsejtszám részaránya. Az ortokvarcitok egy részében ez az arány mégis a magmás és metamorf kőzetek értéke felé tolódik el. Ennek az az oka, hogy kvarcsejtszámuk egy korábbi üledékes ciklusban bekövetkezett kiválogatódását a későbbi folyamatok ellenkező irányban befolyásolják (20.2 ábra).

CONOLLY (1965) szerint a hullámos kioltású kvarcsejtszám mennyisége a nagyobb szemcseméretűekben mindig több, mint a kisebbekben. A homokkővek összes kvarcsejtszámának és rendes kioltású kvarckristályainak mennyisége — a kőzetek utólagos deformációja következtében — csak nagyon ritkán korrelál egymással. Azokban a kőzetekben, amelyekben kevés a hullámos kioltású kvarckristály, a polikristályos kvarcsejtszám mennyisége is kicsiny; de az unduláló kvarctöredékek nagyobb mennyisége nem jelenti a polikristályos kvarcsejtszám nagyobb gyakoriságát.

A polikristályos kvarcsejtszám elemeinek érintkezési módja sem dönti el egyértelműen magmás vagy metamorf származásukat. KOPELJOVIC (1958a, b), DAPPLES (1962) és SKOLNICK (1965) szerint ui. c jelleg-

zetesnek tűnő formák nyomás alatti oldódás és kicsapódás eredményeként, diagenetikusán is kialakulhatnak, és polikristályos halmazokká kapcsolhatják össze a homokkövek eredeti kvarc-monokristályait.

A kvarc szemcsetípusainak megoszlása alapján a homokkő anyagát szolgáló közetcsoporthoz mégis viszonylag jól azonosítható. A homok méretű kvarc-polikristályok közül a magmás származásúak ui. csak néhány elemből állanak (BLATT 1963). A metamorf eredetűekben viszont a polikristály-elemek száma 5 fölött van, és azok méreteloszlása bimodális; a gneiszekből származóak pedig megnyújtottak. Bár a polikristályokon belüli varratosság és az elemek anizometriája nem jellemző, 0,5–1,5 mm közötti szemcse-nagyság esetén a mono- és polikristályok aránya mégis jól jelzi az anyakövetet. A vulkanitokból ui. több monokristály kerül az üledékbe. A gneiszek (és csillámpalák) törmelékét viszont a polikristályos kvarcsemmek túlsúlya jellemzi.

### 20.3126 A kvarcsemmek aprózódása. A

kvarc monokristályai és polikristályos halmazai a mechanikai hatásokra eltérő módon aprózódnak. Mivel aprózódásuk mértéke elemeik deformáltságától és azok érintkezési módjától függ, ebből a szempontból a kvarcsemmek alábbi csoportjait célszerű megkülönböztetni:

#### I. Monokristályok (25.10. tábla):

(1) Rendes kioltású kristálygyedek, ill. töredékek; ezek sajátalakú vagy hipidiomorf metszetei vékonycsiszolatban ritkák; genetikai értékű jellegeik (zárványok, rezorpcióos öblök) alig vannak.

(2) Hullámos kioltású, egyedi kristályok vagy kristálytöredékek, észrevehető deformáció nélkül, de nem ritkán metamorf eredetre utaló, diablasztos zárványossággal.

(3) Hullámos kioltású, kataklázos szövetű monokristály-töredékek.

#### II. Polikristály-töredékek (25.10. tábla):

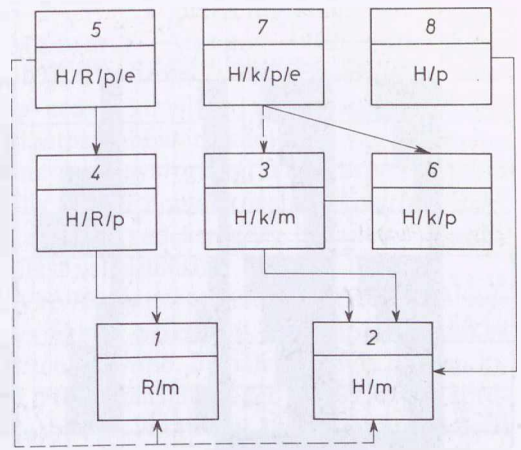
(4) Metszetben mozaikszerűen érintkező kvarckristályokból álló közettöredékek, hullámos és rendszeres kioltású egyedekkel. (Csak az egyik vagy csak a másik kioltásfajta jelentkezése nagyon ritka.) A szemcsék alakja inkább izometrikus, a polikristályok elemei ekvigranulárisok. A szemcsék még a nagyobb méretosztályokban sem tartalmaznak 5–8 egyednél többet; ezek optikai irányítottasága azonban különböző.

(5) A 4. típusnak olyan változata, amelyben a kvarcsemmek mellett más ásvány (leggyakrabban földpát és muszkovit, szericit, ritkán biotit és amfibol) is megfigyelhető.

(6) Hullámos kioltású, egymásba fogazott, gyakran kataklázos átkristályosodási szegélyekkel határolt elemek alkotta polikristályok. Ezek többnyire inekvigranulárisak, elemeik anizometrikusak. A megnyúlt egyedek gyakran párhuzamosak, sőt azonos optikai irányítottaságúak. Az elemek száma gyakran 10-nél is több.

(7) A 6. típusnak olyan változata, amelynek kvarckristályai közé más ásványok (leggyakrabban szericit és klorit, ritkábban földpát, muszkovit, amfibolok, biotit) is beágyazódnak. A szálalag vagy lemezalag ásványok gyakran deformáltak (hajlítottak vagy kataklázosak).

(8) Polikristály-halmazok, egyik fajtájuk kizárólag kvarc-mikrolitokból áll, másik típusukat egy vagy több, kisebb-nagyobb



20.3 ábra. A kvarcsemmek 8 szövetípusának változása mechanikai aprózódás hatására

A folytonos nyílak az aprózódás gyakrabban, a szaggatott nyílak pedig annak ritkábban előforduló irányait jelzik.

H = hullámos, — R = rendszeres kioltás, — k = Kataklázos, — p = polikristályos, — m = monokristályos kvarc, — e = Egyéb ásvány a kvarc polikristályai között.

„porfíros” kvarckristály tarkítja. A mikrolitok elmosódott határvonalai az átkristályosodás különböző mértékéről tanúskodnak.

A 20.3 ábra e típusoknak az aprózódás során mutatkozó legvalószínűbb kapcsolatát és a mechanikai igénybevétellel szembeni viszonylagos ellenállását szemlélteti. Eszerint a kiindulásnak tekinthető 5., 7. és 8. típusból vagy közvetlenül, vagy a 4., 3. és 6. típuson át vezet az út az 1. és 2. típusú „végtermékek” felé. A kvarcsemmeknek e típusok szerinti százalékos megoszlása különböző homok(kő)-összetek és szintek jellemzésére használható. A kvarctípusok arányainak különböző szemcse-nagysági intervallumokban észlelt mértéke ui. — a származási terület közettani összetételének figyelembevétele mellett — jól kifejezi a törmelékanyag mechanikai igénybevételének a mértékét. Ezt szemlélteti az a kissé idealizált kép (20.4 ábra) is, amelyet a kvarc aprózódási típusainak az áthalmozottság különböző állapotaiiban levő magyarországi neogén pszammitok 3500 mintájának különböző szemcserészlegek közötti megoszlása alapján H. MOLNÁR K. (1982) állított elő. Eszerint a különböző törmelékű üledékekben 0,2 mm-nél mutatkozik egy olyan aprózódási küszöb, mely alatt a monokristály-töredékek dominálnak vagy kizárólagosak. Ez a küszöbérték többszöri áthalmozódás (tehát nagyobb mechanikai igénybevétel) esetén egyre inkább a nagyobb mérettartományok felé tolódik el. A kvarckristályok és kristályhalmazok típusainak arányváltozása alapján a törmelékanyag mechanikai igénybevételének mértéke is megállapítható.

HOQUE (1968) szerint az ortokvarcitokat a monokristályos, a szubgrauvakkét a polikristályos kvarc jellemzi; az arkózákban mindkettő előfordul.

Típus	1				2				3				4				5				6				7				8				Üledék- jelleg								
Átmérő mm	10	20	30	40	50	10	20	30	40	50	10	20	30	40	50	10	20	30	40	50	10	20	30	40	50	10	20	30	40	50	10	20		30	40	50	10	20	30	40	50
0,1-0,2	[Diagram content]																																								Áthalmazatlan
0,2-0,3	[Diagram content]																																								
0,3-0,5	[Diagram content]																																								
0,5-1,0	[Diagram content]																																								
0,1-0,2	[Diagram content]																																								Kevésbé áthalmazott
0,2-0,3	[Diagram content]																																								
0,3-0,5	[Diagram content]																																								
0,5-1,0	[Diagram content]																																								
0,1-0,2	[Diagram content]																																								Többszörösen áthalmazott
0,2-0,3	[Diagram content]																																								
0,3-0,5	[Diagram content]																																								
0,5-1,0	[Diagram content]																																								

20.4 ábra. A kvarc 8 szövettípusának %-os megoszlása áthalmazatlan és az áthalmazás különböző stádiumában levő 3500 hazai neogén homokkőmintának különböző szemcsefrakcióiban H. MOLNÁR K. (1982) szerint

**20.3127 A kvarciszemcsék kopása.** A kvarc erősen ellenáll a mechanikai hatásoknak. DAUBRÉE (1879) forgódobos kísérleteiben a kvarchomok >0,5 mm átmérőjű, vízzel kevert szemcséi 1 km szállítási távolságnak megfelelő, 1 m/s sebességű forgás után is eredeti súlyuknak csak 0,0001 részét veszítették el. Azt, hogy az 1 mm-nél kisebb átmérőjű kvarciszemcsék sok száz km folyóvízi szállítás után is alig kerekednek, THIEL (1940), KUENEN (1959) és mások forgódobos kísérletein kívül kopásuknak a természetes vízfolyásokban végzett megfigyelése is igazolta. Légi szállítás közben azonban a kvarciszemcsék 100×, sőt 1000× nagyobb mértékben kopnak, mint ugyanakkora úton vízben. KUENEN (1960) szerint a kvarciszemcsék kopása szélcsatornában csak 0,05 mm alatt szűnik meg teljesen.

A szokványos alakvizsgálatok a szemcsék kerekítettségét, gömbszerűségét és megmunkálását igyekeznek minél pontosabban kifejezni. Mindkét jellemző — a szállítás módjától is függő mértékben — a szállítási távolsággal együtt változik. CAILLEUX (1964) szerint folyóvízi szállításnál a homok méretű szemcséknek legalább 400 km-nyi utat kell megtenniük ahhoz, hogy a kopásuk észrevehető legyen. A tó- és tengerparti homok viszont a folytonos abrázio miatt gyorsabban és erőteljesebben gömbölyödik le. A szemcsék megmunkáltságát kifejező gömbölyöttségi és kerekítettségi mutatók közül az utóbbiak tükrözik megbízhatóbban a szállítási távolságot, és közülük is a SZÁDECZKY-KARDOSS (1933) ajánlotta  $v + p/2$  kifejezés (I. kötet, 15.93. fejezet) a legérzékenyebb. A homokiszemcsék kerekítettsége és gömbszerűsége természetesen átmérőjük növekedésével arányosan nő, mivel a nagy méretű elegyrészek uralkodóan görgetve szállítódnak.

Egyes kutatók (HAGERMAN 1938; KRIVÁN 1957) a homokméret tartományba tartozó szemcsék *habitusának* genetikai értelmezését is megkísérelték. Ismert eredetű homokon végzett mérései alapján HAGERMAN úgy találta, hogy a szemcsék szélesség/hosszúság és szélesség adatait összevető diagramban a különböző üledékképződésű halmazok jól elkülönült mezőkbe kerülnek. Módszerének ellenőrzése (KRIVÁN 1957) azt bizonyította, hogy a HAGERMAN-féle mezők alakulása:

- (a) a szállításnak a szemcseméret-eloszlást szabályozó voltától,
- (b) a lehordási terület földtani felépítésének a kvarciszemcsék megőrzött alakján keresztül megnyilvánuló befolyásától, valamint
- (c) a szállítási módnak és távolságnak a szerzett szemcsealakot formáló hatásától függ.

A kvarciszemcsék gyakran tapasztalható megnyúlásának iránya rendszerint a kristálytani *c*-tengellyel esik egybe. WAYLAND (1939) szerint ezt a keménységi és a kristálytani főtengely egybeesése magyarázza. BERTSCH (1968) szerint a főtengely helyzete a kvarciszemcsék zárványainak segítségével is megállapítható. A kvarcnál kisebb fénytörésű, 1 μm körüli átmérőjű, kerekded vagy ovális zárványok sorai ui. többnyire az (10 $\bar{1}$ 3) romboéder lapjaival párhuzamosak. A kvarc gyöngé hasadása viszont főleg a bázislap (0001) és az alapromboéder (10 $\bar{1}$ 1) lapok szerint jelentkezik.

PETTIJOHN (1949) és MIHÁLTZ—UNGÁR (1954) a szállító közeg és a szállítási mód rekonstruálásához a *kvarciszemcsék megmunkáltságának* (mikroreliefjének) fokozatait használták fel. Eleinte csak a szemcsealaknak a szállítás hatására történt változásait tudták rögzíteni, feltételezve, hogy az erős vagy hosszán tartó mozgatottság az anizometrikus szemcsékből közel

izometrikus szemcséket formál. Később azonban — pásztázó elektronmikroszkóp (SEM) segítségével — a megmunkáltságnak a szemcefelszínén található finom részletei is kirajzolódtak (I. kötet: 15.1.—15.6. tábla). Az így megkülönböztethető ütközési, dörzsölési, csúszási és oldási nyomok kombinációi olyan pontosan jelzik a kvarcsezemcsék exogén evolúcióját, hogy segítségükkel a főbb szállítási és lerakódási (folyómedri, eolikus, tengerparti, glaciális) fáciesek jól körvonalazhatók. Sajnos, a diagenetikus hatások gyakran erősen módosítják, sőt el is tüntetik a szemcefelszín e mikroformáit.

A fluviális és eolikus szállítás megkülönböztetésére javasolt MIHÁLTZ—UNGÁR-féle módszer a 0,1—0,2 mm átmérőjű kvarcsezemcsék gömbölyítettségének meghatározását a szemcefelszín kidolgozottságának fénymikroszkópi megítélésével kívánja egyesíteni. Azt igyekszik megállapítani, hogy a mintánként megvizsgált 200—300 szemcsének hány %-a esik az alábbi három csoportba:

(a) Éles, szilánkos, ép törési felületű, anizometrikus, üvegfényű szemcsék.

(b) Kissé csiszolt felszínű, nagy törési szilánkok nélküli, közel izometrikus, gyöngyházfényű szemcsék, apró felszíni egyenetlenségekkel.

(c) Uralkodóan gömbölyű, csiszolt felszínű, izometrikus, tompa zsírfényű szemcsék.

Fénymikroszkópi, majd térhatású elektronmikroszkópi felvételekkel is ellenőrzött vizsgálatok szerint azonban a folyóvízi homok és a futóhomok sem a 0,1—0,2, sem a 0,2—0,32 mm átmérőjű szemcsék alapján nem különíthető el biztosan. Erre BORSY (1974) és BORSY—FÉLSZERFALVI—LÓKI (1982) szerint a 0,63—1,0 mm [JÁMBOR Á. (1970) szerint a 0,2—1,5 mm] közötti szemcsék a legalkalmasabbak, mert a kvarcsezemcsék folyóvízi kopása csak 0,2 mm átmérő felett vehető észre.

A monomikt kvarc és a kvarcitanyag kopásának vizsgálata tehát elsősorban a szállítás módját és távolságát jelzi, több-kevesebb biztossággal. A kapott eredmények értékelésekor azonban figyelembe kell venni, hogy a szállítás szelektáló hatása következtében a lepusztulási terület közettani jellege elmosódik. Ennek ellenére a morfológiai értékek a törmelék halmazok fontos jellemzői, és — genetikai vetületüknel fogva — a közettani korrelációnak is fontos eszközei.

**20.313 A földpátok** (25.10. tábla: 3—4) — a magmás és metamorf kőzetek e gyakori ásványai — a homokkőzetekben csak ritkán dominálnak. Átlagos mennyiségük a különböző korú pszammitokban szembeötlően különböző: a jelenkoriakban 10—25% (közéértékben 12%); a harmadidőszakiakban 23—27%; a mezozoos homokkővekben 20—23%, a paleo-

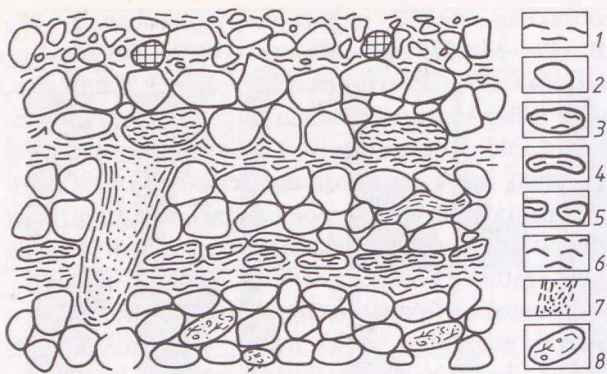
zóosokban 2—5%, a prekambriumiakban 5—8% (BLATT—MIDDLETON—MURRAY 1972; FRIEDMAN—SANDERS 1978; PETTIJOHN 1949). Ennek az oka, hogy meleg-nedves klímában, ill. a diagenézis folyamán a földpátok többnyire kaolinitté vagy szericitté alakulnak át. A magyarországi felső-karbon és perm kontinentális fáciesű homokkőveinek kiugróan nagy földpáttartalma csapadékszegény éghajlatot és/vagy rövid szállítást valószínűsít.

A homokkő földpáttartalmát a mállás és a szállítás változó mértékben csökkenti. A földpátok eolikus szállítás esetén nagyobb, fluviális szállítás közben kisebb — bár a turbulenciától függő — mértékben aprózódnak. MACKIE (in PETTIJOHN 1949) szerint a skóciai Findhorn folyóban 48—64 km-es szállítási távolságon 42%-ról 21%-ra csökken a földpátok mennyisége. Ezzel szemben a Cheine folyó homokjában 240 km-es szállítás után is csak 5%-nyi volt a földpátok részarányának változása (29%-ról 24%-ra). RUSSELL (1935, 1937) szerint a Mississippiben 1770 km távolság után tett ki ugyanennyit a földpátok részarányának csökkenése (25%-ról 20%-ra). Ez világosan mutatja, hogy turbulens vízfolyásokban sokkal nagyobb mérvű a földpátok aprózódása, mint a lassú folyású síksági folyók hordalékában. Tengerparti hullámverés és áramlás ugyancsak erősen csökkenti a homok földpáttartalmát.

A földpátok vegyi dezintegrációja fajtafüggő (GOLDICH 1938): a Ca-tartalmúak kevésbé stabilisak, a K- és Na-földpátok ellenállóbbak. Ezért a törmelékanyagban a mikroclin (25.10. tábla: 3) és ortoklász, az albit és az utóbbihoz közel álló plagioklászok dúsulnak. A nagyobb mérettartományokban általában a káliföldpát, a kisebb szemcseméretű frakciókban az albithez közel álló plagioklászok gyakoribbak (ZIMMERLE 1963; FÜCHTBAUER 1967b). Várhatóan azokban a homokkővekben nagyobb a földpátok részaránya, amelyek üledékképződési környezetének éghajlata és domborzata nem kedvez a vegyi mállásnak, de a lejtők meredeksége elősegíti a gyors üledékfelhalmozódást és betemetődést. Ezért nivális és száraz éghajlaton nem ritka az 50—70%-os földpáttartalom; a magashegységi folyók hordalékában is 20—25%-nyi a földpátok mennyisége. Ezzel szemben a meleg-nedves keletguayanai tengerparti és folyami homokokban ugyanez 0%, az Amazonas hordalékában 0—3%, az Orinocóóban 5—10% (KATZER 1903; VAN ANDEL—POSTMA 1954).

A törmelékes kőzetek földpátjainak pontos meghatározását mállottságuk akadályozza. A káliföldpátok és a plagioklászok közelítő pontosságú megkülönböztetésére festési eljárásokat alkalmaznak (VAN DER PLAS 1966).

A homokkő földpátjainak eredetére vonatkozó eddigi megállapítások:



20.5 ábra. Törmelékes agyagásványok megjelenési formái homokkőben WILSON—PITTMAN (1977) szerint

1. Alapanyagként elszórtan. — 2. Agyagpelyhely. — 3. Pélyites közettörredék. — 4. Csillám-törmelék. — 5. Felszakított törmelék (klaszt). — 6. Lemezes közbetelepülés. — 7. Ásásonyom biogén kitöltése. — 8. Fekális pellet.

(a) Az anortitához közel álló (bázikus) plagioklászok valószínűleg bázisos magmatitokból származnak (PETTJOHN 1949).

(b) Az ikerképződés — a magmás kőzetek többségével ellentétben — sok metamorf kőzetben ritka, vagy teljesen hiányzik.

(c) Metamorf kőzetekben — más iker-törvényekkel szemben — az albit és a periklin iker-törvény dominál.

(d) Komplex ikerket a metamorf kőzetek nem tartalmaznak.

(e) A zöldpala-fáciesben a (010) szerinti összenövésű *A*- és *C*-ikrek, az almandin-amfibol-fáciesben lemezes *A*-ikrek képződnek, a periklin-ikerképződés túlsúlyban van az albit-törvényvel szemben. Termális metamorf kőzetekben lemezes *A*-ikrek keletkeznek, de az albit-törvény szerinti ikerk gyakoribbak, mint a periklin-törvény szerintiek.

(f) Magmatitokban egyszerű *C*-ikrek és lemezes *A*-ikrek is képződnek (TURNER 1951; TOBI 1962).

A földpátok körében tehát nincsen csak egyetlen kőzetsoportra korlátozódó ikerforma.

(g) A vulkanitok földpátkristályait a rezorpció öblök, az üveg-zárványok és a zónás szerkezet gyakorisága jellemzi.

(h) A földpát szemcséken végzett *K/Ar* kormeghatározások az eredetet ugyan nem tisztázzák, de hozzásegítenek a lehetséges származási terület (ill. kőzet) megállapításához.

**20.314 A csillámok és az agyagásványok.** A csillámok (25.10. tábla: 1, 3, 4) lemezességük következtében hidraulikailag a kis méretű kvarc szemcsékkel ekvivalensek; ezért a pszammitok kisebb méretfrakciók alkotta mátrixában dúsulnak (20.1 ábra). Gyakran a rétegzés síkjában vagy azzal párhuzamosan helyezkednek el (20.5 ábra). Sűrűségük — vegyi összetételüktől függően — 2,6—2,8 g/cm<sup>3</sup> között változik. Főleg gneiszekből és csillámpalákból, másodsorban granitoidokból származnak. A muszkovit és a klorit uralkodóan metamorf eredetű, a biotit mind magmás, mind metamorf eredetű lehet. TRÖGER (1969) szerint a zöld színű biotitok az epizóna kőzeteiből és a paraamfibolitokból, a barna biotitok mezo- és katazónás kőzetekből, továbbá magmatitokból származhatnak.

Legkönnyebben a kloritok mállanak, kevésbé a biotit; legellenállóbb a muszkovit. Ezért ezeknek a törme-

lékes kőzetekben észlelt átlagos gyakorisági sorrendje éppen fordítottja az anyakőzetbelinek. Optikai paramétereik változása szorosan összefügg mállottságuk mértékével. A mállás során fénytörésük csökken, a biotitok kifakulnak és elszíntelenednek. RIMSÁIT (1957) a triász korú Buntsandstein felszíni mintáiban a törésmutatók következő csökkenését észlelte:

	Üde	Kissé mállott	Mállott	Erősen mállott
Biotit	1,63 — 1,65	1,62 — 1,63	1,59 — 1,61	1,575 — 1,59
Muszkovit	1,584 — 1,590	1,57 — 1,59		1,535 — 1,545

A kémiai hatásokra a muszkovitnál jóval érzékenyebb biotit a többszörösen áthalmazott anyagú vagy idősebb homokkővekből gyakran kimarad. A homokkővek eredetileg agyagos alapanyaga viszont a diagenézis során kaolinitté, csillámmá és klorittá alakulhat át. A kvarchomok képződését gyakran a magmás kőzet (pl. a gránit) földpát- és muszkovittartalmának kimállása okozta murvásodása előzi meg.

A detritogén agyagásványok gyakoriságát mállási stabilitásuk, differenciált ülepedési sebességük és diagenetikus átalakulásuk lehetősége határozza meg.

**20.315 A törmelékes eredetű járulékos ásványok.** Az arenitek többnyire kis mennyiségű mátrixának felépítésében kvarc-, földpát-, csillám- és agyagszemcsék mellett a 2,80—2,85 g/cm<sup>3</sup>-nél nagyobb sűrűségű, többnyire sötét színű, átlátszó vagy opak nehézásványok is részt vesznek. A különböző homokkővekből ismert nehézásvány-fajták száma a 70-et is meghaladja (20.3 táblázat). Ezek közül azonban egy-egy kőzeten belül általában csak 20—25 ásványfaj jelenik meg. A minden arenitben közösen előforduló száma pedig csak 7 (cirkon, turmalin, apatit, gránát, staurolit, epidot, rutil). A homokos kőzeteknek átlagosan 0,3—7 súly%-a nehézásvány. E mennyiség nagyobb része azonban ülepedés utáni, autigén képződés. A lepusztulási területről származó, allotigén nehézásványok mennyisége többnyire 1 súly% alatt van, és csak helyileg (pl. torlatokon) emelkedik ezen érték fölé. Az ásványok szállítás és ülepedés közbeni kiválogatódásában a sűrűségnek fontos szerepe van. Ezért a nehézásvány-társulások hasznos genetikai információk hordozói lehetnek, és sok esetben eredménnyel használhatók fel a lepusztulási térszín valószínű összetételének, a lehordás irányának, a felhalmozódási provinciák, ill. rétegtani szintek elkülönítésének és kiterjedésének a megállapítására.

A nehézásványok vizsgálata azoknak a hasonló szemcsenagyságú könnyűásványoktól való elkülönítésével indul meg. (Ennek menetét a 20.81 fejezet tartal-

## Az ásvány

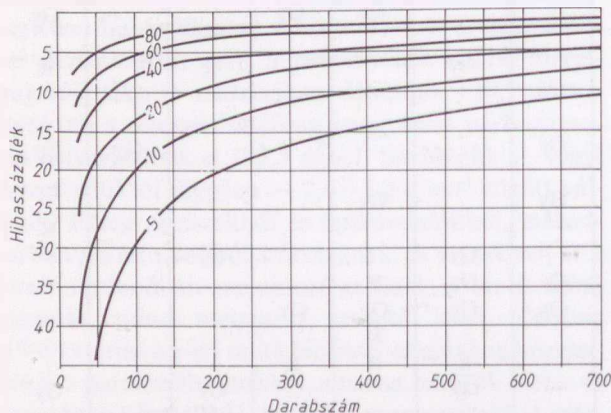
neve	sűrűsége (g/cm <sup>3</sup> )	alakja	stabilitása	eredete								
				Magmás		Hidrotermás, pegmatitos	Metamorf		Szin-	Ana-	Epi-	
				máfikus	savanyú		erősen	gyengén				genetikus
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Amfibol	3,0—3,3	Prizmás	Mérs.	R	Gy	Gy	Gy					
+ Anatáz	3,9	Zömök	Jó	Gy						R	R	
Andaluzit	3,2	Prizmás	Mérs.		R		Gy					
Anhidrit	3,0	Zömök									Gy	
Ankerit	≤3,8	Zömök								R	R	
Aragonit	2,9	Prizmás							Gy	Gy	R	
Apatit	3,2	Prizmás, tús	Rossz	R	Gy	Gy	Gy	Gy		R	R	
Arany	15,0—19,3	Szabálytalan	I. jó			R						
Augit	3,2—3,4	Prizmás	Mérs.	Gy								Gy
Barit	4,5	Táblás	Jó			Gy				R		Gy
Bornit	4,9—5,3	Zömök										R
Biotit	2,8—3,2	Lemezes	Mérs.	R	Gy	Gy						
Brookit	3,9—4,1	Táblás	Jó	Gy			Gy			R	R	
Cerusszit	6,4—6,6	Táblás						Gy				
Cianit	3,5—3,7	Lemezes	Jó									
Chamosit = berthierin	2,6—3,3	Szabálytalan							Gy	Gy		
Cirkon	4,2—4,9	Tű alakú	Jó		Gy		Gy			R		
Cordierit	2,6—2,7	Prizmás	Rossz		R		Gy					
Cölesztin	3,9—4,0	Táblás							Gy			Gy
Dahllit	3,1—3,2	Zömök							Gy			Gy
Dolomit	2,9	Zömök							Gy	Gy		Gy
Disztén	3,6	Oszlopos	Jó				Gy					
Epidot	3,3—3,5	Zömök	Mérs.		R		Gy	Gy				
Fluorit	3,2	Zömök	Jó			Gy						
Glaukofán	3,0—3,2	Prizmás	Rossz					R				
+ Galenit	7,4	Zömök				Gy			R		R	
Glaukonit	2,2—2,9	Lapos	Rossz						Gy	Gy	Gy	
Gránát	3,5—4,3	Zömök	Jó			I. r.	Gy					
Gyémánt	3,5	Zömök	I. jó				R					Gy
+ Hematit	5,3	Táblás	Jó		Gy		R					
Hipersztén	3,2—3,5	Prizmás	Mérs.	Gy			Gy					
+ Ilmenit	4,5—5,0	Prizmás	Mérs.	Gy	Gy		R					
+ Kassziterit	6,7—7,1	Prizmás	Jó			Gy		Gy				Gy
Klorit	2,6—3,0	Lemezes	Jó					Gy				
+ Kromit	4,3—4,6	Zömök	Jó	Gy						R		R
+ Kalkopirit	4,2	Zömök				Gy						
Kolumbit	5,3—7,3	Prizmás	Jó									
Korund	4,0—4,1	Zömök	Mérs.								Gy	Gy
Leukoxén	3,4—4,5	Zömök	Jó	Gy	Gy							
+ Limonit	3,6—4,0	Bekérgező	Jó					Gy				
+ Magnetit	5,2	Zömök	Jó	Gy	Gy							R
Magnezit	2,9—3,1	Zömök				Gy						
+ Markazit	4,8—4,9	Zömök	Rossz			Gy			Gy			
Monacit	4,9—5,3	Zömök	Jó		Gy		R					
Muszkovit	2,8—3,1	Lemezes	Jó		Gy	Gy	Gy	Gy				
Olivin	3,3—4,4	Szabálytalan	Rossz	Gy			R					
Ortit	3,8—4,2	Prizmás					R					
+ Pirit	5,0—5,1	Zömök	Rossz				Gy			Gy		Gy
+ Piroluzit	4,7—4,8	Szabálytalan	Mérs.						Gy			
+ Piroxén	3,1—3,5	Prizmás	Mérs.	Gy								
+ Pirhotin	4,6—4,7	Szabálytalan	Rossz			Gy						
Pumpellyit	3,2	Tűs						Gy				

Az ásvány												
neve	sűrűsége (g/cm <sup>3</sup> )	alakja	stabilitása	eredete								
				Magmás		Hidrotermás, pegmatitos	Metamorf		Szin- genetikus	Ana- genetikus	Epi- genetikus	
				máfi- kus	sava- nyú		erősen	gyen- gén				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
+ Rutil	4,2—4,3	Tű alakú	Jó	Gy							R	R
Sillimanit	3,2	Tű alakú	Jó				Gy					
+ Spinell	3,5—4,0	Zömök	Jó				Gy					
Staurolit	3,6—3,7	Prizmás	Jó				Gy					
+ Szfalerit	3,9—4,2	Zömök	Jó			R			R			R
Sziderit	3,8—3,9	Zömök	Jó						Gy		Gy	
Titanit	3,4—3,6	Prizmás	Jó		Gy		R					
Topáz	3,4—3,6	Lapos	Jó			R						
Turmalin	3,0—3,3	Prizmás	Jó		Gy	R		R			R	
Vezuvián	3,27—3,45	Oszlopos, tús	Jó				Gy	R				
+ Volframit	7,0—7,5	Prizmás	Jó			I. r.						
Witherit	4,3	Dihexaéderes	Jó								R	R
Wollastonit	2,8—3,0	Táblás	Jó				Gy		R			
Xenotim	4,5—4,6	Tű alakú	Jó		R	R						
Zoizit	3,2—3,4	Oszlopos	Jó				Gy					

+ Opak ásvány; I. r. = igen ritka; R = ritka; Gy = gyakori.

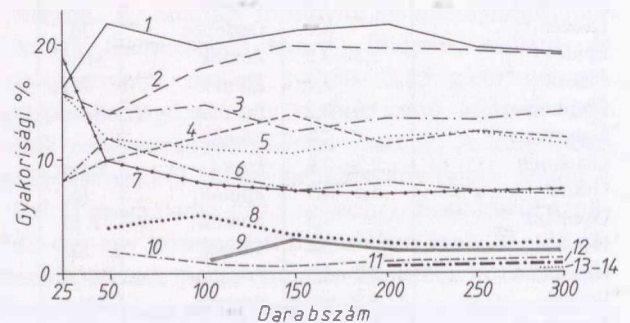
\* EMERY—NOAKES (1968), PETTIJOHN (1957) és mások adatai alapján.

mazza.) Az így nyert nehéz-ásvány-együtteseken belül az azonos fajtájú ásványszemcsék részarányát a megszámlált szemcsék darabszázalékában fejezzük ki, és vonalas- vagy kördiagramokban ábrázoljuk. Az eredmény megbízhatósága DRYDEN (1931) szerint a megszámlált szemcsék összegének négyzetgyökével arányos (20.6 ábra). Ő 300, LUDWIG (1955) 100—300 szemcse megszámlálását javasolja. A domináns nehéz-ásványok részarányának megállapításához MOLNÁR



20.6 ábra. A nehéz-ásvány-szemcsék darabszázalékainak megállapításánál elkövethető hibák és a talált szemcsék számának összefüggése DRYDEN (1931) szerint

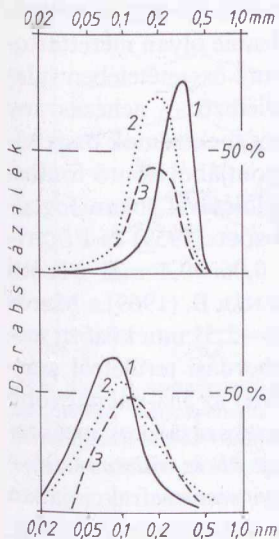
A görbékre irt számok a talált ásványfajták %-arányát fejezik ki.



20.7 ábra. Egy alföldi homokminta nehéz-ásványai %-os megoszlásának változása a tekintetbe vett szemcsék számának függvényében. MOLNÁR B. (1959) szerint

1. Mállott ásvány. — 2. Piroxén. — 3. Anfibol. — 4. Gránát. — 5. Magnetit. — 6. Csillám és klorit. — 7. Epidot, staurolit. — 8. Apatit. — 9. Andaluzit. — 10. Zoizit. — 11. Disztén. — 12. Turmalin. — 13. Titanit. — 14. Kalcit és dolomit.

(1959) 150—200, a teljes nehéz-ásvány-spektrum elkészítéséhez pedig legalább 300 szemcse azonosítását tartja szükségesnek (20.7 ábra). Az összes szemcse-szám emelkedésével természetesen az uralkodó ásványok mennyisége a ritkább ásványok számbavételének növekvő valószínűsége miatt némileg csökkenhet. A meghatározandó szemcsék száma csak a mintában jelenlevő nehéz-ásvány-fajták kisebb száma esetén redukálható (HUTTON 1950; PETTIJOHN 1957; MILNER 1962).



20.8 ábra. A szemcsenagyságok gyakorisága három tisztított folyami homokminta egészében (fent) és nehézsúlyi-részlegében (lent) MOLNÁR B. (1964) nyomán

1. Orosháza, homokbánya. — 2. Orosháza, egykori téglagyári fejtés. — 3. Gyula, a Fekete-Körös partja. — (1—2. Legfelső pleisztocén. — 3. Holocén).

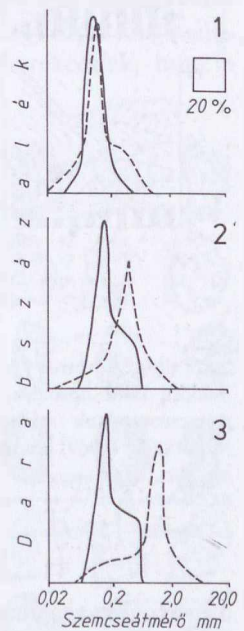
**20.3151 A nehézsúlyi méret szerinti eloszlása.** Ha egy homokminta szemcsenagysági frakcióiból kivonjuk azok nehézsúlyait, akkor a minta egészének szemcsenagysági eloszlását a minta nehézsúly-tartalmának szemcseméret-eloszlásával is összevethetjük. Az ezt bemutató 20.8 és 20.9 ábra tanúsága szerint (1) a nehézsúlyi a közet finomabb frakcióiban dúsulnak, (2) a nehézsúlyi szemcsenagyság-eloszlásának maximuma („modusza”) a finom frakcióban közelíti meg leginkább a teljes közetét.

Az egyes nehézsúly-fajok viselkedésének tanulmányozása érdekében az egyes méretosztályokhoz tartozó nehézsúlyi szemcsék darab%-ait súly%-okra kell átszámítani. Az ezt szolgáló LUDWIG-féle (1955)

$$\frac{fps}{\sum f_i p_i} \quad (20.1)$$

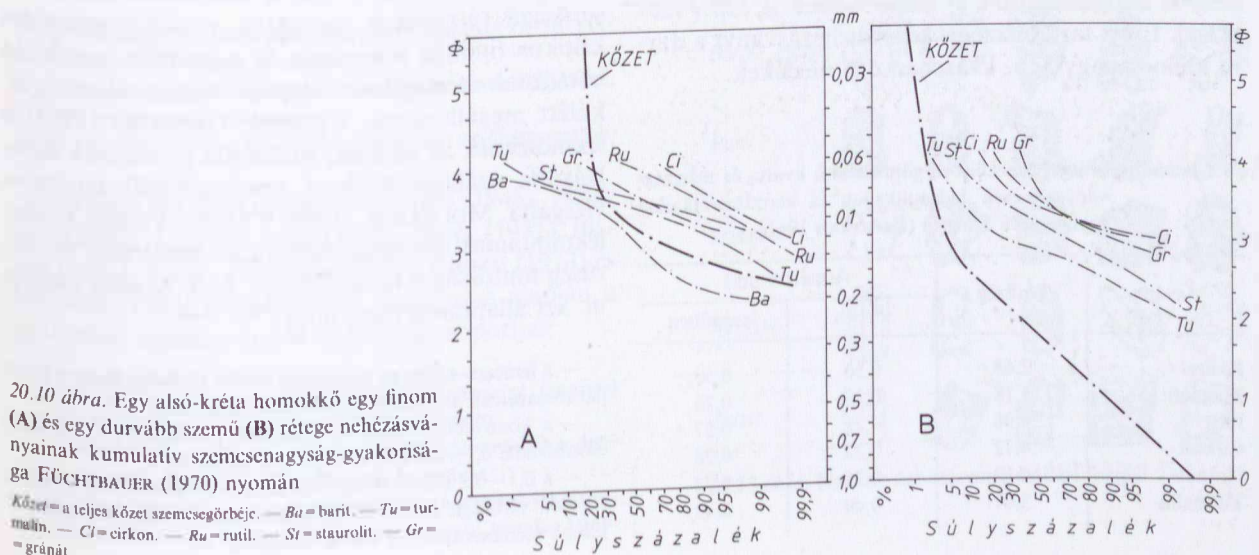
kifejezésben  $f$  a vizsgált nehézsúlyi szemcseszám,  $\rho$  a sűrűsége,  $s$  a vizsgált nehézsúlyi-frakció tömege (súlya); a nevezőben levő érték pedig ezen frakció összes nehézsúlyiának szemcseszámából és sűrűségéből alkotott szorzatok összege. Ezen kifejezések — minden frakcióra összegezve és %-ra átszámolva — minden nehézsúlyi szemcseeloszlását megadják. A 20.10 ábra ily módon szerkesztett összeggörbéi a domináns nehézsúlyi kumulatív gyakoriságának a teljes üledék finomabb szemcsenagyságai felé toldásáról tanúskodnak. Ez alól csak a diagenetikus barrit kivétel.

Mindez a kisebb méretű, de nagyobb sűrűségű (és fordítva: nagyobb térfogatú, ám kisebb sűrűségű) szemcsék hidraulikai és aerodinamikai egyenértékűségének a következménye. Ez okozza, hogy bizonyos



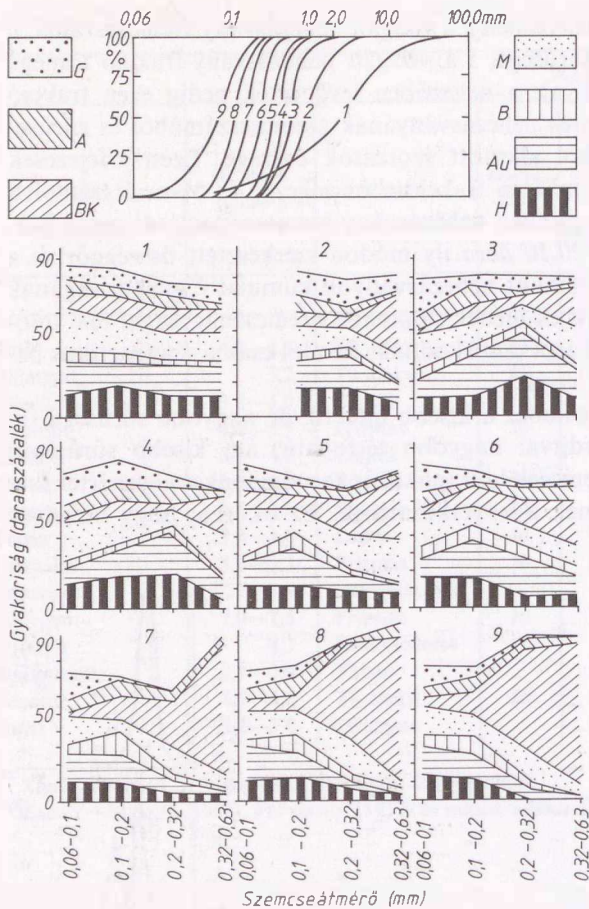
20.9 ábra. A Harz-hegységi Rotliegend (alsó-perm) finom (1), közép- (2) és durvaszemű (3) homokkőnek (szagatott vonalak) és azok nehézsúlyiainak (folytonos vonalak) szemcsenagyság-eloszlása LUDWIG (1955) szerint

A teljes közet és a nehézsúlyi mediánja csak a finom homokkőben kerül közel egymáshoz.



20.10 ábra. Egy alsó-kréta homokkő egy finom (A) és egy durvább szemű (B) rétege nehézsúlyiainak kumulatív szemcsenagyság-gyakorisága FÜCHTBAUER (1970) nyomán

Közet = a teljes közet szemcségörbéje. — Ba = barit. — Tu = turmalin. — Ci = cirkon. — Ru = rutil. — St = staurolit. — Gr = gránát.



20.11 ábra. A Maros 9 különböző szemcseösszetételű pleisztocén–holocén korú hordalékának (fent), ill. azok nehézasványainak szemcseosztályok szerinti darabszázalékos gyakorisága (lent). MOLNÁR B. (1969) szerint

G = gránát. — M = magnetit. — A = közönséges amfibol. — B = bazaltos amfibol. — BK = biotit és klorit. — Au = augit. — H = hipersztén.

1. Lökősháza. — 2. Apátfalva. — 3–9. Deszk.

átmérőjű kvarc- és nehézasványokkal (általában könnyű- és nehézasványokkal) együtt csak azoknál kisebb méretű nehézasványok szállíthatók és ülepedhetnek le (20.4 táblázat). Ezért tartalmaznak kevés nehézasványt a durva szemcsenyagosságú, kvarcban dús üledékek.

20.4. táblázat. Görgetve szállított, gömb alakú kvarc- és nehézasvány-szemcsék hidraulikailag és aerodinamikailag egyenértékű átmérői (FRIEDMAN 1961)

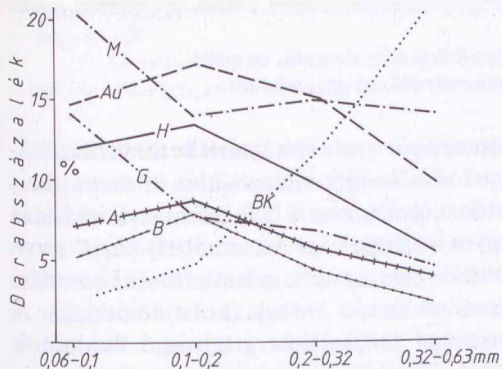
Ásvány	Sűrűség	Átmérő (mm)	
		vízben	levegőben
Kvarc	2,65	0,50	0,50
Magnetit	5,18	0,20	0,26
Pirit	4,96	0,21	0,27
Cirkon	4,72	0,22	0,28
Gránát	4,19	0,26	0,32
Turmalin	3,07	0,40	0,43

A nehézasványok szemcseméret szerinti eloszlásának különbségei ellenére kell lennie olyan mérettartománynak, amelynek nehézasvány-összetételében valamennyi — a teljes közetre jellemző — nehézasvány jelen van. Ennek a nehézasvány-spektrumok összehasonlítása és kiértékelése szempontjából döntő fontosságú szemcseosztálynak a kijelölésével sokan foglalkoztak. RUBEY (1933), VAN ANDEL (1959) és FÜCHTBAUER (1970) szerint erre a 0,06–0,4 mm közötti frakció a legalkalmasabb. MOLNÁR B. (1969) a Maros pleisztocén–holocén korú, 0,06–2,51 mm közötti mediánú és lényegileg azonos lehordási területről származó hordalékaiban (20.11 ábra) az 5%-nál nagyobb mennyiségű 7 nehézasvány darabszázalékos megoszlását a nagyon durva homokok (1. sz. minta) 0,06–0,63 mm közé eső valamennyi szemcsefrakciójában közel azonosnak találta. A 2–6. sz. durva- és közepes- és apró-homokminták nehézasványainak szemcsefrakciónkénti megoszlása azonban az üledék egészének finomodásával egyre különbözőbbé vált; a 7–9. sz. apró- és finomhomokokban pedig csak a 0,06–0,2 mm közötti frakciók nehézasvány-összetétele tekinthető a közet egészére jellemzőnek.

A nehézasvány-tartalomnak a durvahomok frakcióban tapasztalt kiegyenlítetttségét föltehetően ezen anyag részlegesen szállítódása okozza, ami a szemcsék differenciált süllyedéséből származó különbségeket elmosza. Azon mintákban viszont, amelyek görgetett anyagához lebegve szállított szemcsék keverednek, a nehézasványok mennyiségét azok hidraulikus sajátságai szabják meg. Ezért azok mennyiségi különbségei a szuszpenzióból ülepedett, legfinomabb homokoknál a legnagyobbak (H. MOLNÁR K. 1968; FÖLDVÁRI—H. MOLNÁR K. 1970; FÖLDVÁRI—H. MOLNÁR K.—WALLACHER 1972, 1974).

Azt, hogy melyik szemcseosztály fejezi ki leginkább az üledék egészének nehézasvány-tartalmát, BOGÁRDI (1955) és BAGNOLD (1966) a különböző méretű és sűrűségű törmelékek mozgásba viteléhez szükséges kritikus (indító) sebességek és a szállítás szelektáló hatásának mérlegelésén alapuló számításokkal igyekezett megállapítani. Ugyanezt GRIFFITHS (1967) a szemcséknek az alakjuk, sűrűségük és méretük befolyásolta szállítás közbeni viselkedéséből kiindulva vizsgálta. MOLNÁR B. (1969) a Maros kvarter hordalék-mintáinak elemzése kapcsán a szemcsealak és -sűrűség fontosságát hangsúlyozta. A 20.12 ábra alapján ui. azt állapította meg, hogy:

- a lemez- és táblás és viszonylag kisebb sűrűségű biotit + klorit darabszázaléka a durvább szemcsézet irányában nő;
- a könnyebben málló és aprózódó piroxének és amfibolok darabszáma 0,1–0,2 mm közelében a legnagyobb;
- a 0,1–0,2 mm-es frakciótól kezdve az izometrikus és közel egyenlő sűrűségű ásványok (magnetit, gránát) darabszázalékai a kisebb szemcseosztályok felé növekednek.



20.12 ábra. A szemcse nagyság és az 5%-nál nagyobb mennyiségű nehézasványok darabszázalékai közötti összefüggés a Maros 9 különböző finomságú hordalékában MOLNÁR B. (1969) szerint

Jelmagyarázat a 20.11 ábránál.

A különböző kutatási eredmények összevetése alapján leszűrhető, hogy:

- (1) a 0,5 mm-nél nagyobb átlagos szemcseméretű homokok bármelyik frakciója nagyjából azonos nehézasvány-összetételű;
- (2) a homoküledékek különböző nehézasvány-fajtáinak teljes spektrumára a 0,1—0,2 mm-es frakcióban számíthatunk, de ezek itt megállapítható mennyiségi arányai csak akkor jellemzik a teljes közetet, ha a törmelék szemcsék méreteloszlásának maximuma erre a szemcseosztályra esik, vagy legalábbis ennek közelében van.

**20.3152 A nehézasványok stabilitása.** A szállítás és leülepedés közbeni kiválogatódás mellett a nehézasványok gyakoriságát a mállással, a szállítással, ill. a rétegek közötti kioldódással szembeni ellenállásuk határozza meg.

a) *A mállással szembeni ellenállás mértéke szerint* — az eluviális szelvényekben alulról fölfelé haladva — egyre kevesebb nehézasvány mutatkozik (DRYDEN — DRYDEN 1946). Mállásuk jelei:

- (1) a szemcsék felületén a hasadási nyomvonalakat követő korróziós mélyedések, üregek, barázdák (20.13 ábra);
- (2) a színes ásványok (pl. a biotit) eredeti színének kifakulása;
- (3) a törésmutatók csökkenése;
- (4) a szemcsék felületét borító, limonitos vagy egyéb bevonatok.

GOLDICH (1938), DRYDEN — DRYDEN (1946), ZOBELIN (1948), JACKSON *et al.* (1948), WEYL (1951), PILLER (1951), WEYL — WERNER (1951), GRIMM (1973) és MAURER (1982) vizsgálatainak összegzése alapján a gyakoribb nehézasványok stabilitási csoportjai:

- (1) Legellenállóbb, csak erősen lúgos kémhatású (pl. laterites) szelvényekben bomlik a cirkon, a rutil és a turmalin.
- (2) Mérsékeltlen érzékeny a kémiai hatásokkal szemben a disztén, cianit, staurolit, sillimanit, andaluzit és epidot.
- (3) Kevésbé stabilis a gránát és az apatit, de bomlásuk a környezet kémhatásától függ: savas közegben ui. az apatit némileg könny-

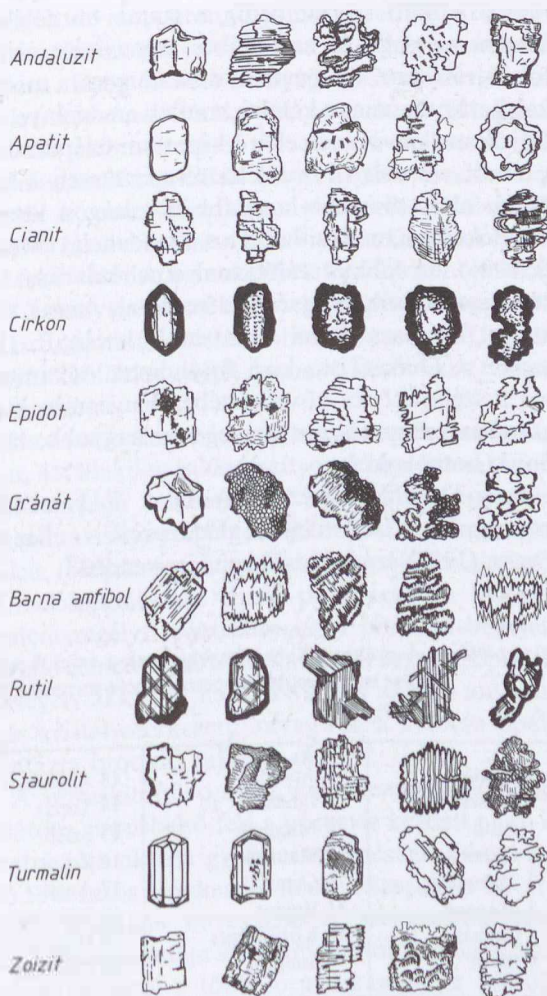
nyebben bomlik, mint a gránát (PILLER 1951); lúgos milióban (pl.  $\text{Ca}^{2+}$  ionok jelenlétében) viszont mindkettő ellenállóbbá válik (LEMCKE *et al.* 1953).

(4) Legkönnyebben mállik az amfibol, a piroxén és az olivin.

NICKEL (1973) a pszammitok 20—35  $\mu\text{m}$ -os ásványainak stabilitását különböző pH-jú oldatokban kísérletileg vizsgálva a 20.5 táblázaton látható eredményre jutott.

A természetes viszonyok közötti nehézasvány-stabilitás leginkább a semlegeshez közel álló (pH = 5,6) oldatokban mutatott sorrendnek felel meg. A stabilitást azonban a környezet hőmérséklete, redoxállapota és biogén hatásai is befolyásolják.

b) *A szállítással szembeni ellenállás mértéke számos tényező (a szemcse anyaga, mérete, alakja, hasadása, kopási ellenállása, a szállítás közege, módja, energiája stb.) kölcsönhatásától függ, ezért nehezen állapítható meg. A kisebb sűrűségű közegben (pl. légáramban) vagy hosszabb ideig (pl. tenger- vagy tóparton) szállító szemcsék mégis jobban lekerekednek, mint a*



20.13 ábra. Néhány nehézasvány mállási formái

20.5. táblázat. Pszammitásványok egymáshoz viszonyítva lefelé növekvő oldódása a pH függvényében NICKEL (1973) szerint, 20–35 µm közötti szemcsenagyság esetén

pH = 0,2	pH = 3,6	pH = 5,6	pH = 10,6
Kvarc	Cirkon, rutil	Cirkon, rutil	Cirkon, rutil Almandin, staurolit
Rutil Disztén, muszkovit	Muszkovit Kvarc	Muszkovit Disztén	Kvarc Köz. amfibol
Turmalin	Köz. amfibol	Turmalin, staurolit	Apatit
Cirkon Köz. amfibol	Disztén Albit	Kvarc Epidot, albit	Muszkovit Disztén
Staurolit	Staurolit	Köz. amfibol	Turmalin
Epidot	Turmalin	Almandin	Albit
Albit	Epidot	Apatit	Epidot
Almandin	Almandin		
Apatit	Apatit		

folyóvíziek. RUSSELL (1936) szerint a Mississipp, VAN ANDEL (1950) szerint pedig a Rajna hordalékában csupán az augit és az amfibol mennyisége csökken folyásirányban. Ez azonban nem annyira a mechanikai hatás, hanem a kémiai bomlás eredménye. A fő folyók mellékvizeinek eltérő közettani felépítésű területekről származó hordaléka természetesen a betorkollás alatt rövidebb-hosszabb távolságon keresztül jelentékenyen módosíthatja ezt a tendenciát (MOLNÁR B. 1971). Az eolikus szállításnak a nehézásvány-fajták kiválogatódásában játszott szerepe VAN ANDEL (1951) szerint kérdéses. Ezzel szemben MOLNÁR B. (1971) szerint a Duna–Tisza-közi futóhomok csillámtartalma a szélműködés következtében lényegesen kisebb, gránáttartalma viszont lényegesen nagyobb, mint a dunai homokoké.

A gyakoribb nehézásványoknak a kerekedéssel szembeni — kísérletileg meghatározott — ellenállása DIETZ (1973) szerint, csökkenő sorrendben:

20.6. táblázat. A gyakoribb nehézásványoknak a számok növekedése szerint csökkenő perzisztencia-sorrendje (PETTIJOHN 1957)

– 3 Anatáz	6 Apatit	13 Andaluzit
– 2 Muszkovit	7 Ilmenit	14 Topáz
– 1 Rutil	8 Magnetit	15 Szfén
1 Cirkon	9 Staurolit	16 Zoizit
2 Turmalin	10 Cianit	17 Augit
3 Monacit	11 Epidot	18 Sillimanit
4 Gránát	12 Közönséges amfibol	19 Hipersztén
5 Biotit		20 Diopszid
	21 Aktinolit	22 Olivin

(1) *Alig kerekedők*: cirkon, disztén, közönséges amfibol, gránát rutil.

(2) *Könnyen kerekedők*: staurolit, turmalin.

(3) *Erősen kerekedők*: olivin, andaluzit.

c) *A diagenetikus stabilitás* mértéke a nehézásványok betemetődés és újra-kiemelkedés közbeni, dia-, ill. epigenetikus elváltozásait befolyásolja. Kioldódás hatására egyes ásványok (pl. az amfibol, augit, piroxén, staurolit, disztén, epidot, gránát, titanit) hasadási lapjai fűrészszélűekké válnak (korrodálódnak). A korrózió erőssége az üledéken átszivargó fluidumok mennyiségétől, áramlási sebességétől és reakcióképességétől függ. Ezért a nagy hézagterefogatú homoküledékek általában kevesebb és mállottabb nehézásványt tartalmaznak, mint a cementáltabb vagy mátrixban gazdagabb (karbonátos és agyagos) homokkővek (BRAMLETTE 1941; WEYL—WERNER 1951; CARPENTER—SCHMIDT 1962; KNOBLAUCH 1963; LUDWIG 1968; FÜCHTBAUER 1964; WIESENER 1952; WIESENER—MAURER 1958). A nehézásványok dezintegrációja általában a betemetődési mélység növekedését követi. Ezért a nehézásvány-társulások a földtani kor emelkedésével szegényednek. Ezen alapul a nehézásványok ún. *perzisztencia-sorrendje* (20.6 táblázat). Ezt PETTIJOHN (1941) úgy állította elő, hogy a különböző ásványok különböző korokban észlelt gyakoriságának átlagait elosztotta azoknak a holocén üledékekben tapasztalt gyakoriságával. A kapott hányadosok értékei alapján állapította meg azután azok diagenetikus stabilitási sorrendjét. Ezen a fosszilis üledékekben a jelenkoriaknál gyakoribb nehézásványokat a – jel tünteti fel.

A nehézásványok diagenetikus társulásainak a mállási társulásaiktól való eltéréseit főleg az okozza, hogy a rendszerint savanyú mállási oldatokban elbomló ásványok közül a gránát, apatit és staurolit a diagenezis lúgosabb körülményei között igen ellenállónak bizonyul. A nehézásványok *kor szerinti stabilitása* tehát a PETTIJOHN-féle sorrend egyszerűsített változatának tekinthető FÜCHTBAUER-féle (1970) sorrendet (20.7 táblázat) is csak bizonyos ingadozással követi:

(1) Az anatáz, a turmalin és a rutil viszonylagos mennyisége a kor növekedésével a paleozoikumig emelkedik, a prekambriumban csökken. Gyapodásuk részint nagyobb stabilitásuk, részint közettéválási újraképződésük, visszaesésük pedig a metamorfózissal bekövetkező instabilitásuk eredménye.

(2) A cirkon, a gránát és a biotit mennyisége a földtani korrallal változik; igen ellenállóak, de a közettéválás során nem képződnek.

(3) Az apatit, az ilmenit, a magnetit, sőt bizonyos mértékig az epidot, az amfibol és a muszkovit mennyisége is a földtani korrallal eleinte csökken, majd ismét nő. Ezek ui. kevésbé ellenálló, de erősebb epigenézis és epimetamorfózis hatására viszonylag könnyen képződő ásványok.

(4) A staurolit, cianit, monacit, andaluzit, a topáz, zoizit, sillimanit, az augit, diopszid és hipersztén viszonylagos mennyisége a

korral csökken, tehát kevésbé ellenállóak, és újraképződésre alig hajlamosak.

(5) Az aktinolit és az olivin viszonylagos mennyisége a korral gyorsan csökken, mivel kémiaiag kevésbé ellenállóak.

**20.3153 A nehézasvány-együttesek** különbségeinek nagyságrendjét kifejező két fogalom: (1) A nehézasványtársulás (-asszociáció) az egyetlen homok(kő)rétegen belüli nehézasványok összessége. (2) A nehézasvány-provincia egy nagyobb rétegtani egység homok(kő)rétegeinek összes nehézasványából az 5%-nál nagyobb gyakoriságúak együttese.

A *nehézasvány-asszociáción* belül *granuláris* (szemcse-) *variációról* beszélünk a nehézasványfajoknak a homok(kő)rétegek között kisebb különbségeket okozó, helyi felhalmozódásai esetében. A leülepedést szabályozó tényezők (pl. a vízörvények) fluktuációja kö-

20.7. táblázat. A nehézasványok diagenetikus stabilitása FÜCHTBAUER (1970) szerint

Turmalin, cirkon, rutil
Apatit, gránát
Staurolit
Disztén
Epidot
Amfibol, piroxén, olivin

vetkeztében véletlenszerűen kialakult, rétegen belüli nehézasvány-dúsulásokat pedig *véletlen variációknak* nevezzük.

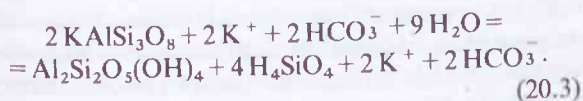
A *nehézasvány-provinciák* elterjedése az egykori lefordási területek megállapításának fontos eszköze.

## 20.32 AZ ARENITEK MÁSODLAGOS ELEGYRÉSZEI

A homokkövek cementásványai a törmelékes elegyrészek, az azokat körülvevő tapadóvíz s a kőzetén átszivárgó pórusoldatok közötti kémiai reakciók következtében, a betemetődés különböző stádiumaiban jönnek létre. E reakciók egy része redox-folyamat (I. kötet, 2.323. fejezet rész), más része olyan *kongruens* oldódási—kicsapódási jelenség, mely a vízzel érintkező anyag egészének ionos disszociációja folytán a környezeti feltételek — hőmérséklet, nyomás, pH, Eh, a pórusoldat telítettsége — szabta irányban, de a kémiai egyensúly törvényei szerint megy végbe. Ilyen pl. a kősó oldódása és kicsapódása:



Java része azonban olyan *inkongruens* reakció (hidrolízis: I. kötet, 2.321. fejezet rész), melynek során az oldott anyagból csak egyes ionok mennek oldatba, annak többi része pedig az adott körülmények között oldhatatlan vegyületként marad vissza. Ilyen reakció pl. a káliföldpátnak szénsavas vízben kaolinitté való oldódása:



A kongruens reakciók inkább az üres pórustér kitöltésében vagy létrehozásában, az inkongruensek pedig a jelen levő ásványok kiszorításában és helyettesítésében játszanak nagyobb szerepet. Jelentőségük a diagenézis előrehaladása szerint változik.

A létrejött új képződmény anyaga *vagy* közvetlenül az arenit anyagából származik — vagyis autochton — *vagy* kívülről (más rétegből) ered — tehát allochton. Ha megegyezik a kőzet anyagával, akkor homo-

gének, ellenkező esetben heterogének minősül. Heterogén, de autochton folyamat pl. a földpát kaolinosodása; heterogén és allochton az ortoklász dolomitosodása. Ha a kiszorító anyag a kiszorított fázisnak csak a körvonalait veszi fel, *pseudomorfóza* keletkezik. Ha azonban egyes rácselemeit is átveszi, akkor átalakulásról beszélünk (ilyen az illit muszkovitosodása). A cementképződés a porozitás csökkenését, a porozitás növekedése a kőzetváz ásványainak oldódását feltételezi. A homokkövek legfontosabb másodlagos ásványainak csökkenő gyakorisági sora: kalcit, kvarc, dolomit, sziderit, anhidrit, muszkovit, kaolinit, klorit, káliföldpát, albit, hematit, kősó, barit, valamint cölesztin.

Ha a másodlagos ásvány azonos optikai orientációban, azt alakilag is kiegészítve nő rá a homokkő azonos anyagú törmelékes ásványára, *homoaxiális* (=szintaxiális) szegély keletkezik. Ez főleg a kvarc, kalcit, földpát, turmalin és cirkon esetében gyakori. A törmelékszemséket eltérő orientációban koszorúzó cementszegélyt *epitaxiálisnak*, a pórusok belsejét elfoglaló cementet *póruskitöltőnek* nevezzük. Epitaxiális a szegély akkor is, ha az ásványra azonos anyagú, de más kristályszerkezetű anyag (pl. a kvarcra opál, az anatózra brookit) rakódik rá.

A póruskitöltő cement szemcsenagysága a pórus falától a pórusbelső felé a pórusvíz kezdeti nagy koncentrációja okozta gyors növekedésnek a koncentráció fokozatos csökkenése miatti lelassulása következtében általában növekszik. A szemcséközi cement megjelenési formája a néhány μm-os szemcsék mozaikos halmazától a több törmelékszemséket körülölelő poikilotópos egykristályokig igen változatos.

Pseudomorfózákat keletkezésükkor a külső alak, va-

lamint a zárványok fennmaradásával lezajló ioncserét a kiszorító és a kiszorított ásvány közötti folyadékhatárya teszi lehetővé.

**20.321 A SiO<sub>2</sub>-anyagú cement.** A SiO<sub>2</sub> kriptovagy mikrokristályos változatainak (*opál, kalcedon*) korai diagenetikus kicsapódására elsősorban olyan környezetben lehet számítani:

— ahol a száraz klímában fölemelkedő talajoldatok besűrűsödve, kovakérget alkotnak;

— ahol a lefordási területet alkotó kőzetek (vulkáni tufák, radioláriás vagy kovaszivacsos üledékek) bőséges SiO<sub>2</sub>-utánpótlást biztosítanak;

— ahol a kőszénmocsarak savanyú talajvíze a fekvő agyagkőzetek anyagának elbontásával kovát szabadít fel;

— ahol a futóhomokszemcsék egymáshoz dörzsölődése révén sok kvarcliszt termelődik.

E helyeken gyors kiválásra utaló, rostos–hullámos vagy kriptokristályos kovabevonatokat találunk. A barnakőszénmocsarak szegélyein kicsapódó opál vízvesztéssel meglepően rövid idő alatt kalcedonná vagy kvarccá alakul át.

*Krisztobalit* főként vulkanomikt homokkővekben, az azok törmelékszemcséit bevonó rostok, az opálos cementben pedig mikrolitok alakjában mutatkozik.

Az autigén *kvarc* mikrokristályos vagy kristályos mozaikokat formál, homoaxiális szegélyként nő rá a rendszerint zárványdús törmelékes kvarcsemcsékre. Máskor rostos kalcedonhalmazokat alkot, vagy más ásványokat helyettesít. A homoaxiális kvarcsegelek zárványsegegyességükből fakadó átlátszóóságuk és a katódlumineszcencia hiánya alapján ismerhetők fel.

Mélyfúrások tanúsága szerint a homokkővek kvarccementjének mennyisége 1500–3000 m mélységben éri el maximumát. Anyaga vagy magából a homokkőből, vagy az azzal szomszédos agyagos és kőzetlisztes kőzetekből származik. Az aleur(ol)itok agyag- és csillámlemezekkel elválasztott kvarcsemcséi a mélységtől és a nyomástól függetlenül is oldódnak. A 30% kvarcot tartalmazó aleur(ol)itokból ilyen módon felszabaduló SiO<sub>2</sub> mennyiségét 10%-ra becsülik. Ez a fedőből és fekvőből diffúzióval kiszoruló kova (valamint anhidrit és karbonát) a közbezárt homokköréteg felé diffundál, és annak legalsó és legfelső 1,5 m-ében rakódik le. Ezért e sávokban a porozitás a homokköréteg belsejéhez képest erősen csökken. További SiO<sub>2</sub>-termelő folyamat az aleur(ol)itok szemcséjének illitesedése is; ennek révén a 15% szemcséjű tartalmazó aleur(ol)itból kb. 1% SiO<sub>2</sub> szabadulhat fel és szállítható tovább a rétegerhelésből származó kompaksiós vízárammal (FÜCHTBAUER 1988).

Nyilvánvalóan a fekvőből származik a vulkáni kőzeteken nyugvó homokkörétegek rendszeres kioltású, homoaxiális cementű legalsó részében megfigyelt, hullá-

mos kioltású, mikrokristályos kvarccement anyaga. Külső eredetűnek számít a meleg–nedves klímában képződő, nagy tömegű kovás oldat beszivárgása után felszínközelségben bekövetkező kvarc- és opálkiválás is.

Ezzel szemben a homokkő vulkániüveg-tartalmának oldódása, a szilikátásványok SiO<sub>2</sub>-ben szegényebb ásványok által történő kiszorítása, vagy a homokkő kvarcsemcséinek sztilolitosodása alkalmával felszabaduló SiO<sub>2</sub>-mennyiség homokkőtesten belüli, autochton kovaforrást jelent. Az előbbi esetet a földpátnak karbonáttal, kaolinnal vagy illittel, az illit- és kaolinit-anyagú mátrixnak kalcittal, továbbá a kvarcnak karbonáttal vagy anhidrittel (lúgos pH-n) való kiszorítása példázza. A kvarc sztilolitosodására azonban csak nagy mélységben kerülhet sor.

A finomszemű homokkőveknek a durvább szeműekkel szembeni erősebb kovásodását részint áterestőképességük kisebb volta, részint kristálycsírául szolgáló szemcséik jóval nagyobb száma magyarázza. Az erősen elkövődött homokkővek — a kvarcitok — fajtaiknak FÜCHTBAUER-féle definícióit az I. kötet 3.8 fejezete tartalmazza.

**20.322 Egyéb autigén ásványok.** Az autigén *földpátok* mennyisége sohasem számottevő. Vagy mikrolitok, vagy részben bontott, idősebb földpátmag körüli, átlátszó–áttetsző továbbnövekedési szegély képében mutatkoznak. Ilyenkor összetételük az ásványmagéhoz igazodik: káliföldpát körül mikroklin-, plagioklászmag körül albitszegély alakul ki.

A nagy mélységű diagenézis és az anchimetamorfózis tartományában az ortoklász, a sanidin, de a bázisos (Ca-)plagioklászok is inkongruens oldódással albittá alakulnak. A káliföldpátot savas közegben szericit vagy kaolinit szorítja ki. Mivel a hőmérséklet emelkedésével a földpát oldhatósága növekszik, a karbonátoké pedig csökken, 3 km mélységben az ortoklász-nak dolomittal való helyettesítését tapasztalták, az albitét azonban nem (FÜCHTBAUER 1988).

A magas pH-n képződő *zeolitok* (I. kötet, 2.3223. fejezetrész) közül a heulandit, klinoptilolit, laumontit, részben az analcim is, vulkanomikt homokkővek gyakori korai diagenetikus cementásványa. Az analcim mégis inkább a lagúnás eredetű evaporitos homokkővekhez kötődik, a laumontit pedig az anchimetamorf homokkővekben válik uralkodóvá. A pórusokat flázerszerűen kitöltő, szindiagenetikus analcim a hőmérséklet emelkedésével (500–1000 m mélységben) albittá alakul át. Ebben FÜCHTBAUER (1988) szerint a nyomás is szerepet játszhat, hiszen az ezen mélységnek megfelelő hőmérséklet sokkal kisebb annál az 50–70 °C-nál, ami ehhez az átalakuláshoz sós oldatokban szükséges.

A homokkővek korai diagenetikus *karbonátcementjét* (25.10. tábla: 2) tengeri környezetben arago-

nit és Mg-kalcit, nem-tengeri milióben kalcit és sziderit alkotja. Az erős túltelítettség következtében ezek a cementek gyakran igen finomkristályosak, ritkábban rostosak. Az aragonit azonban csak fiatal homokkövek cementjeként gyakori, mert idővel kalcitá alakul. A kalcitcement mennyisége akár 30%-ot is elérhet, anyaga Mg-metaszomatózissal igen korán dolomit-sodhat. A sziderit a pórusvízből a  $Fe^{2+}$  jelenlétét biztosító lúgos és redukciós viszonyok között válik ki.

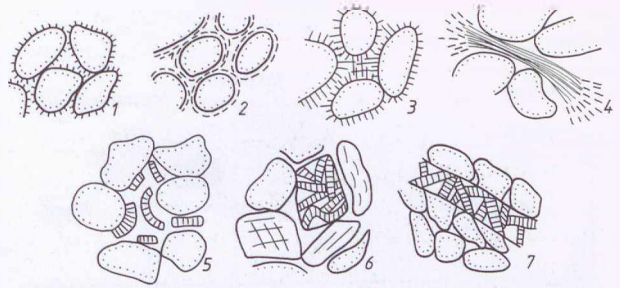
A diagenézis későbbi folyamán a kalcit-, Fe-kalcit-, dolomit-, Fe-dolomit-, ankerit-, sziderit- és magnezit-cement dominál. A betemetődés fokozódásával azonban a szideritben olykor a Ca- és Mg-mennyiség növekedése tapasztalható. E késői cementek szemcséi 10—>100  $\mu m$ -osak, gyakran polikilitesek. 9 feletti pH-n mind felszíni, mind mélyégi viszonyok között a karbonátok kvarcot, földpátot és közettöredékeket szorítanak ki (I. kötet, 13.6 és 13.7 ábra). A pórusok ezzel járó eltömődését azonban a kerogén és a szén mélyégi bomlásakor fejlődő  $CO_2$  hatására bekövetkező karbonátoldódás másodlagos porozitás létrehozásával ellensúlyozza.

A karbonátcement anyaga a homokkő  $CaCO_3$ -tartalmú szerves vázelemeinek, mészkőbetelepüléseinek, meszes konkrécióinak, s a szomszédos aleur(ol)itok és agyagkőzetek Ca-tartalmának kioldódásából, valamint a kalcitnak kvarccal való helyettesítődéséből származik. Nagy szerepet játszik ebben a szerves anyagok bomlásakor keletkező s a tapadó-, ill. pórusvízzel  $HCO_3^-$  ionokat alkotó  $CO_2$ .

A karbonátcement kristályainak katódlumineszcenciás vizsgálata során azok gyakori koncentrikus zónásságát tapasztalták. A zónák létrejöttét olyan nem-egyensúlyi folyamatnak tartják, amely a zónák nyomelemeit és stabil izotópjait különböző mértékben frakcionálja. A nem-lumineszkáló, tiszta és homályos zónák egymásutánja tengeri környezetben is létrejöhethet. Mások szerint azonban azt a talajvíz kémhatásának és redox-állapotának alakulásától függő, *freatikus diagenézis* hozza létre, melynél a gyengén kristályos ferrihidroxid és a  $MnO_2$  egyensúlyát a pH-Eh értékmező határozza meg (EMERY—MARSHALL 1989).

Az *anhidritcement* (l. a 19.1214. fejezetrészt is) számos homokszemcsét átölelő, a réteggel párhuzamosan elnyúló, nagy kristályokat alkot. Az evaporitos formációkon kívül olykor a tengeri fácies és a tengerifolyóvízi átmeneti öv homokköveiben is előfordul. Gyakran késő-diagenetikus cementként jelenik meg, mivel a hőmérséklet növekedésével oldhatósága a kvarcé és számos szilikáté mögött marad. Általában a késői cementben fordul elő a *baritocölesztin*, a *barit* és a *cölesztin* is. Többnyire legutoljára válik ki a cementásványok közül a *kőso*.

A homokszemcsékhez általában horizontálisan hozzásimuló törmelékes eredetű agyagásványokkal



20.14 ábra. Autigén agyagásványok megjelenési formái homokkőben. — Vázlat WILSON—PITTMAN (1977) és mások nyomán

1. Pórusba nyúló agyagásványrostok. — 2. Pórust tangenciálisan szegélyező agyagásványok. — 3. Póruskitöltő ásványszövedék. — 4. Csillám hasadási lemezei mentén növekvő agyagásványok. — 5. Különálló póruskitöltések. — 6. Pseudomorf helyettesítés. — 7. Repedéskitöltés.

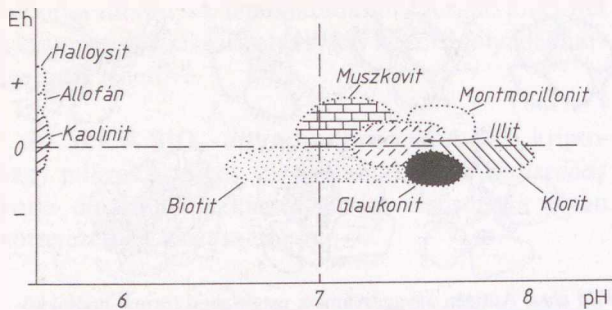
(20.5 ábra) szemben a diagenetikus eredetűek vagy szilikátásványok utáni pseudomorfózáként vagy póruskitöltő módon jelennek meg. A raszter-elektronmikroszkópi felvételek szerint egy-egy pórusban többnyire csak egyetlen — jellemző csoportosulásairól felismerhető — *agyagásványfaj* van (20.3. és 20.4. tábla; I. kötet, 13.14 ábra).

Például a *kaolinit* hatszögű táblácskái ideális esetben pénztekeresszerűen helyezkednek el (20.14 ábra). A *klorit* alacsonyabb fokú diagenézis esetén szabálytalanul meghajlított lemezkéi gypszszerűen nőnek rá a homokszemcsékre, magasabb diagenézisfokon viszont laza elrendeződésű sík lemezeket alkot a pórusok belsejében. Az *illit* többnyire nagy, kicsipett és rojtos szélű lemezekben vagy gypszes halmazokban, olykor pedig kaolinit utáni pseudomorfózáként jelentkeznek. A *szmektit* és a kevert rétegű *szmektit-illit* méhsejtszerű, a *corrensit* összenyomott rácsra emlékeztető halmazokat alakít ki.

Az autigén kaolinit a homokkő ortoklászából és bázisos plagioklászáiból, a szerves maradványok bomlása miatt savassá vált, de kationokban szegényebb pórusvíz hatására, elődeit kiszorítva, vagy póruskitöltő módon, a korai diagenézis stádiumában képződik. Az arid és szemi-arid, vagy gátolt vízelvezetésű szemihumid területeket borító homokkövek, továbbá a felszínen vagy tengervíz alatt málló vulkáni tufák ionokban gazdagabb pórusvíze viszont a kaolinit helyett a *szmektitek* (pl. a *montmorillonit*) képződését segíti elő.

A *szmektit* és a kaolinit azonban a pórusvíz ionerősségének a betemetődés fokozódásával együtt járó növekedése miatt instabilissá válik. A *szmektit*ből az *illit-szmektitek* sorozatán keresztül végül is *illit* keletkezik, a kaolinitet pedig az ezen átalakulásnál felszabaduló  $Mg^{2+}$  és  $Fe^{2+}$  beépülésével *klorit* váltja fel. A pórusvíz  $K^+$ -bősége esetén azonban 80 °C felett a kaolinit is illitté alakulhat. Tapasztalat szerint a nagy mélységű diagenézisnek az anchizóna felső határáig mégis a szabálytalanul közberétegzett *klorit-montmorillonit*ből 100 °C feletti hőmérsékleten keletkező, a *vermikulit* és *klorit* 1 : 1 arányú, szabályos váltakozásából álló *corrensit* az indexásványa.

A *csillámok* és a *kloritok* mennyisége a diagenézis első fázisában általában csökken. A biotit pl. már a felszíni mállás hatására *berthierinné* (*chamosittá*) vagy *glaukonittá* (22.3122. fejezetrészt) alakul át. Ezen ásványok stabilitását a pH és Eh viszonyok szabályozzák (20.15 ábra). A földpát szericitesedése csillámképző folyamat. Nagyarányú autigén csillámképződéssel mégis csak a DAPPLES-féle fillomorf zónában (I. kötet, 13.3. fejezet), az anchimetamorfózis 200 °C-nál fölvehető felső határának átlépése után találkozunk. Mindazonáltal késő-diagenetikus kaolinit- és *dickit*képződésre is sor kerülhet, ha a homokkő szerves anyagaiból keletkező  $CO_2$  a



20.15 ábra. A homokkövek gyakoribb agyagásványainak és csillámainak stabilitásmezői a pH/Eh függvényében, DAPPLES (1962) szerint

földpátokat átalakítja. Ez a folyamat, az ugyanakkor lejátszódó karbonátoldódással ellentétben, csökkenti a másodlagos porozitást mértékét.

A glaukonitos homokkövek glaukonittartalma (25.10 tábla: 2) mélység felé haladva növekszik, a diagenézis magasabb fokán azonban a glaukonit kloritá alakul át (I. kötet, 13.3. fejezet).

A hematit a „vörös rétegek”-nek (red beds: 20.52. fejezet) a vastartalmú ásványok mállásából származó, amorf ferrihidrit —  $Fe_5(O_4H_3)_3$  — nagyobb koncentrációja mellett, magasabb hőmérsékleten (melegszemiárid és arid éghajlaton) többszöri beszáradással képződő, korai diagenetikus ásványa. Képződését olykor egy  $Fe^{3+}$ -tartalmú montmorillonit előzi meg (FÜCHTBAUER 1988).

Az autigén magnetit és anatóz ritka, a pirit ellenben — az oxidatív „vörös rétegek” kivételével — csaknem valamennyi homokkőnek gyakori alkotórésze. A nehézfémek (pl. a Cu, Ti, Pb, Zn, Ni, Cr, Ba, U stb.) homokkövekben talált dúsulásainak jelentős része dia- vagy epigenetikus ásványokhoz kötődik.

## 20.4 KÉMIAI ÖSSZETÉTEL

Az arenitek vegyelemzése részint a törmelékes alkotók, részint a dia- és epigén ásványkiválás (a cement) anyagát tükrözi (20.8 táblázat). A  $SiO_2$ -tartalom zöme a törmelékes kvarcsemcsékből, kisebb része más szilikátásványokból és az esetleges kovás kötőanyagból

származik. Szilikátokban lekötött mennyiségének a szabad kvarchoz való aránya a kőzet ásványtani érettségének a kifejezője. Az Al-tartalom a földpátok és az agyagásványok mennyisége szerint változik. A CaO és MgO részint a karbonatos törmelék, részint a cement-

20.8. táblázat. Homokkövek vegyi összetétele

Alkotórész	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$SiO_2$	95,4	66,1	56,80	68,85	66,7	77,1	79,30	81,85	74,46	71,59	86,10	73,50	99,72	31,10
$TiO_2$	0,2	0,3	0,10	0,74	0,6	0,3	0,22	0,36	0,14	0,69	0,74	0,34	—	nyom
$Al_2O_3$	1,1	8,1	8,48	12,05	13,5	8,7	9,94	8,47	11,61	12,18	5,45	13,30	0,27	4,06
$Fe_2O_3$	0,4	3,8	1,67	2,72	1,6	1,5	1,00	0,71	4,04	0,93	1,20	1,55	0,08	0,79
FeO	0,2	1,4	—	2,03	3,5	0,7	0,72	2,39	0,75	5,38	1,41	0,56	—	—
MnO	—	0,1	—	0,05	0,1	0,2	0,02	0,05	0,01	0,04	0,06	0,04	—	—
MgO	0,1	2,4	1,24	2,96	2,1	0,5	0,56	0,45	1,03	1,35	0,61	0,56	0,02	1,20
CaO	1,6	6,2	15,25	0,50	2,5	2,7	0,38	1,59	0,59	1,81	0,98	1,12	0,06	30,55
$Na_2O$	0,1	0,9	1,31	4,87	2,9	1,5	2,21	1,45	2,15	1,28	0,55	2,34	0,09	1,51
$K_2O$	0,2	1,3	1,46	1,81	2,0	2,8	4,32	0,93	3,00	1,63	0,96	4,01	0,01	1,07
+ $H_2O$	0,3	3,6	0,50	2,30	2,4	0,9	0,55	1,82	1,32	3,11	1,10	1,80	—	3,25
- $H_2O$	—	0,7	—	0,77	0,6	—	0,41	0,09	0,14	0,23	0,27	—	—	—
$P_2O_5$	—	0,1	nyom	0,06	0,2	0,1	0,05	0,23	0,05	0,17	0,14	0,02	—	nyom
$CO_2$	1,1	5,0	12,95	0,08	1,2	3,0	—	nyom	0,77	0,25	0,58	0,12	—	25,20
S, $SO_3$	—	—	—	0,08	0,3	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—
Izz. vesz.	—	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Összesen	100,7	100,0	99,76	99,94	100,2	100,0	99,68	100,39	100,06	100,64	100,17	99,26	100,25	98,73

1. Ortokvarcit. — 2. Litarenit. — 3. Szubgrauvakke. — 4—5. Grauvakke. — 6—7. Arkóza. — 8. Karbon homokkő (Bükk hegység). — 9. Fehér alsó-perm homokkő (Bükk hegység). — 10. Szürke júra homokkő (Szarvaskő, Bükk hegység). — 11—12. Folyóvízi recens homok. — 13. Tengerparti homok. — 14. Jelenkori dűne-homok.

Az 1, 2, 5, 6, 11—14. sz. elemzés PETTJOHN (1975), a 3, 4. és 7. PETTJOHN (1963), a 8—10. sz. pedig BALOGH K. (1964) szerint.

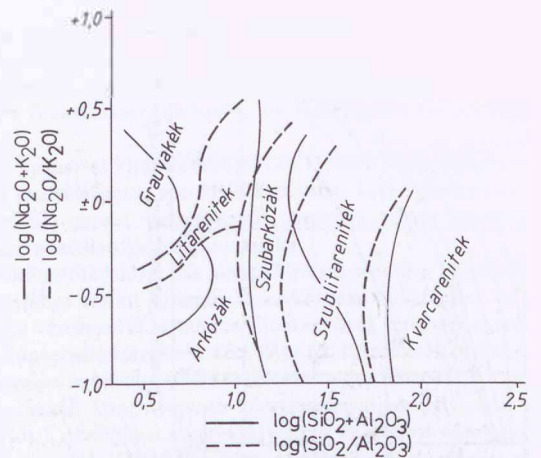
ásványok (kalcit, aragonit, dolomit, gipsz, anhidrit, klorit, montmorillonit) összetevője. A meszes kötőanyag gyakorisága miatt a homokkövek CaO-mennyisége általában nagyobb a MgO-énál. A többnyire kis mennyiségű alkáliák a földpátokból, csillámokból, agyagásványokból, esetleg zeolitokból kerülnek ki. A  $K_2O$ -t a káliföldpátok, csillámok és hidrocillámok, a  $Na_2O$ -t pedig a Na-földpát és más Na-tartalmú komponensek szolgáltatják. A  $K_2O$  mennyisége — a grauvakkék kivételével — általában nagyobb, mint a  $Na_2O$ -é. A  $Na_2O/K_2O$  és a  $SiO_2/Al_2O_3$  arányok diagramjában a földpát- és közettörmelék-tartalmú, éretlen homokkőfajták (arkózák, litarenitek, grauvakkék) mezőit fokozatosan váltják fel a szubarkózák, szublitarénitek és kvarcarenitek egyre nagyobb érettséget tükröző mezői (20.16 ábra).

Az FeO a kloritok, a glaukonit, montmorillonit, ankerit, pirit és egyes nehézásványok, az  $Fe_2O_3$  a glaukonit, a hematit, limonit és nehézásványok alkotója lehet. BLATT *et al.*-nak (1972) az <5%  $Al_2O_3$ -tartalmú, kovás cementű homokkőfajták három genetikai típusát az  $Na_2O$ , a  $K_2O$ , ill. az  $Fe_2O_3 + MgO$  mennyiségének háromszögdiagramban való ábrázolásával többé-kevésbé élesen sikerült elkülönítenie (20.17 ábra). Ennek az a magyarázata, hogy az Fe- és Mg-tartalmú piroxének, gránátok, kloritok lényegesen előbb hidrolizálnak, mint az alkáliákat tartalmazó alkáli-földpátok, csillámok és hidrocillámok.

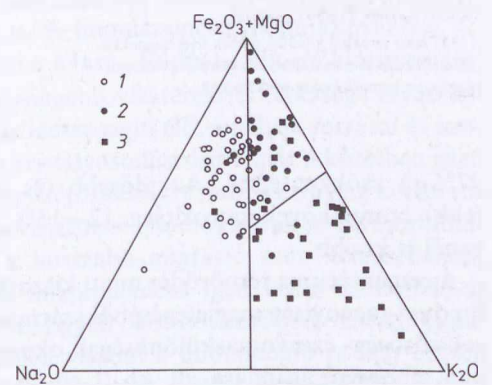
A  $TiO_2$  a nehézásványok közé tartozó rutil, brookit, anatóz, ilmenit mellett egyes agyagásványokhoz, a kén az autigén szulfát- és szulfid-ásványokhoz, a  $P_2O_5$  pedig a törmelékes apatit-hoz kötődik. A  $CO_2$  többnyire a karbonátok, esetleg a szórt szerves anyagok összetevője.

## 20.5 AZ ARENITEK DIAGENEZISE

A felszíni vagy vízalatti homoküledék laza összetartását csak rendezetlen szemcséinek felületaktív erői biztosítják. A betemetődést követő tömörödés során azonban e szemcsék a felülről ható nyomásra merőleges irányba fordulnak. Eközben nemcsak illeszkedésük válik szorosabbá, hanem egymáshoz dörzsölődésük és összetöredezésük után újra összeforrott részecskéik is a szemcséközi mátrixot gyarapítják. A szorosabb illeszkedést a fedőterhelésen kívül a földkéreg mikroszeizmikus rázkódásai és az üledék vízvesztésének egyenlőtlenégei s a szomszédos rétegekből származó víz átáramlása is elősegíti. E lényegileg mechanikai hatásokat fokozzák azok a hőmérséklet emelkedése szerint változó kémiai reakciók, amelyek egyfelől



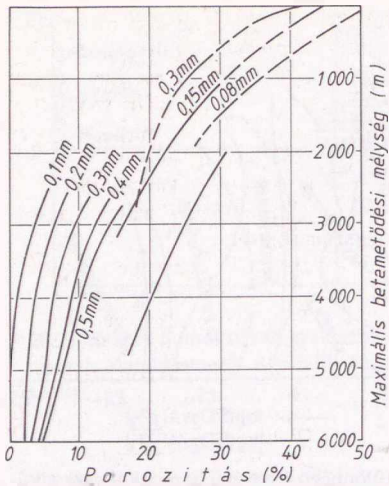
20.16 ábra. A különböző érettségű homokkőfajták elkülönítése PETTJHOHN—POTTER—SIEVER (1972) szerint



20.17 ábra. Homokkövek genetikai csoportjainak elkülönítése a BLATT *et al.*-féle (1972) háromszögdiagram segítségével

1. Grauvakkék („eugeozinklinális”). — 2. Litarenitek („exogeozinklinális”). — 3. Arkózák („tafrogeozinklinális”).

a szemcsék és a mátrix, másfelől a nyitott pórusokban szivárgó oldatok között a részecskék felületét bevonó tapadóvíz-hártya közvetítésével úgy mennek végbe, hogy eredőjük a pórusokat eltömítő cementásványok kiválását idézi elő. Ezért a finom- és középszemű homok 44%-os, a jelenkori eolikus dűnehomok 39—47%-os, a fluviális homokpadok 54%-os kezdeti porozitása és átteresztőképessége (I. kötet, 12.34. fejezet) a betemetődés fokozódásával jelentősen csökken (20.18 ábra). Kísérletek szerint a száraz, finomszemű homok porozitása 300 kp/cm<sup>2</sup> nyomáson 32%-ra, 1700—1800 kp/cm<sup>2</sup> nyomáson 25%-ra esik vissza. A finom- és középszemű, jól osztályozott homok 44%-os porozitását rázással 33%-ra, az osztályozatlan



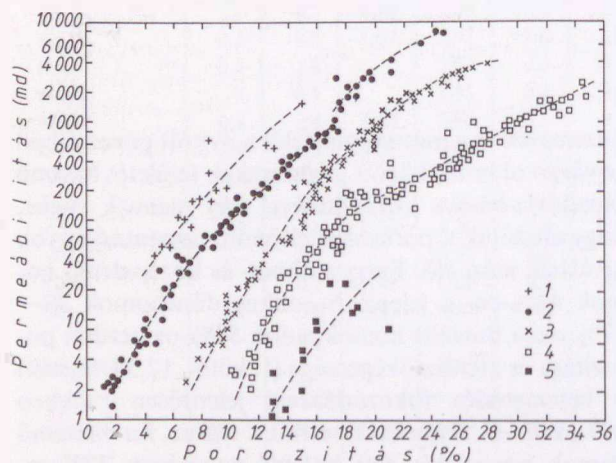
20.18 ábra. A porozitásnak a maximális betemetődési mélységgel való változása különböző átlagos szemcseátmérok esetén, FÜCHTBAUER (1988) szerint

A jobb felső sarokból kiinduló görbék kvarchomokkővekre, a bal alsó mezőben elhelyezkedők pedig csillámos-közetlisztes homokkővekre vonatkoznak.

27%-ra csökkentették. Az idősebb (és cementezettebb) homokkővek porozitása 12—15%, vagy még ennél is kisebb.

A cementációt a tömörödés miatt kiszoruló, vagy új fluidum-mennyiség megjelenéséből származó pórusvizek sűrűség- és nyomáskülönbségek okozta, 100 cm/nap sebességű áramlása, ill. kb. 1 cm/nap sebességű diffúziója segíti elő. Az előbbi a pórusrendszer tekervényessége (tortuozitása) is befolyásolja; az utóbbi azonban a permeabilitástól és az áramlás irányától független jelenség.

A kb. 1 km betemetődési mélységig tartó *első tömörödési*



20.19 ábra. A porozitás és permeabilitás viszonya CHILINGAR, G. V. (1964) in FÜCHTBAUER (1988) szerint

1. durvaszemű, 2. középszemcsés, 3. finomszemcsés, 4. közetlisztes, 5. agyagos homokkőben.

rödési szakasz jelenségei kb. a 28%-os porozitást előidéző vibrációval egyenértékűek. Bár a homokszemcsék első epitaxiális szegélyei már 500 m mélységben kialakulnak, nagyobb mértékű kvarcdiagenézis csak 1000 m alatt tapasztalható. A létrejött porozitás a tömörödés megfordíthatatlansága következtében mindig a maximális betemetődési mélység viszonyait tükrözi. A %-ban megadott porozitásnak és a millidarcyban kifejezett permeabilitásnak az átlagos szemcse nagyságtól való függését a 20.19 ábra szemlélteti. Ennek a függésnek az a magyarázata, hogy a porozitás és permeabilitás a tömörödéssel változik ugyan, a szemcsék fajlagos felülete azonban nem, és ezt a porozitás és permeabilitás mértékének a további betemetődés okozta eltolódása sem befolyásolja. Kis mélységben a gömbölyített szemcséjű, az osztályozatlanabb, valamint a sok instabilis szemcsét tartalmazó homokkővek porozitása és permeabilitása kisebb, mint az éles szemű, jól osztályozott, ill. homogén anyagú homokkővéké. A gömbölyű szemcséjű parti dűnehomokkok 38—39%-os porozitásával szemben pl. a hasonló szemcse nagyságú, de éles szemcséjű homokok porozitása kb. 44%.

A mátrix (I. kötet, 13.12 ábra), később pedig vele együtt az autigén cement mindig póruscsökkentő hatású. Az instabilis ásványok pedig könnyen bomló voltuknál fogva cementképzők. Ezért tömörödnek a sok vulkáni törmelékot tartalmazó homokkővek erősebben, mint az arkózák, s az utóbbiak jobban, mint a kvarchomokkővek.

A finom homokok porozitásgörbéje (20.18 ábra), amely addig a gömbölyítettség miatt kisebb porozitású durvahomokoké alatt húzódott, 2500—3000 m mélységben keresztezi azt (FÜCHTBAUER 1970, 1988). A finomhomokok erősebb cementációjára miatt 5000 m mélységben már csak a durvahomokoknak van jelentősebb porozitásuk.

A betemetődési mélység magától értetődőnek tűnő porozitáscsökkentő hatását gyakran az üledék fiatal kora ellensúlyozza. Ennek köszönhetően a nagyon gyorsan süllyedő területek fiatal üledékei még 3,6—4 km mélységben is 20—30% közötti porozitással rendelkeznek.

A rendellenesen kicsiny *pórusvíz-nyomás* erősíti, a rendellenesen nagy viszont csökkenti a tömörödést. A talajvíz megcsapolása, vagy a kőolaj- és földgáztermelés ezért idézheti elő a felszín gyakran nagyarányú megsüllyedését. A kompaktió miatt kiszoruló vagy a montmorillonit késő-diagenetikus vízvesztéséből származó pórusvíz mélységbeli megrekedése ellenben mintegy konzerválja a homokkő porozitását.

A cementáció mélység szerinti növekedésével szemben 2—4 km mélységben is tapasztalható *porozitásnövekedés* a homokkő számos elegyrészének a diagenézis későbbi fázisában bekövetkező feloldódásáról tanús-

odik. Ennek a *másodlagos porozitásnak* a kialakulására elsősorban a karbonátos és anhidrites kötésű, mészvázakat vagy más meszes részecskéket, földpátokat, apatitot, metamorfit-töredékeket, vulkáni üveget, tűzkövet vagy biotitot tartalmazó homokkövekben lehet számítani. A jelenséget ezen elegyrészek kimaródása, részleges kiszorítása, széttöredezése, maradványai és a szelektív kioldódásuk után fennmaradó pórusok szokatlanul nagy mérete árulja el. Mivel a karbonátok, de a földpát, sőt néhol az illit feloldódását is főleg agyagos kőolaj-anyaközetek vagy kőszéntelepek fedőjében tapasztalták, annak okát a szerves anyagok bomlásakor keletkező CO<sub>2</sub> és szerves savak pH-csökkentő hatásában vélik megtalálni. SCHMIDT—MCDONALD (1979) szerint a Föld szénhidrogén-készletének nagy része olyan másodlagos porozitású tárolóközetekben helyezkedik el, amelyek elsődleges pórusai a kőolaj érése idején még erősen cementálva voltak. A másodlagos porozitás nagyságát az összporozitás 30—50—70%-ára becsülik (Prudhoe Bay, Észak-Alaszka; az Északi-tenger júra időszaki kőolajmezői).

Másodlagos porozitásnak felszínre emelkedett közetekben való létrejöttét elsősorban savanyú mállási oldatok vadózus beszívargása idézi elő (I. kötet, 13.11 ábra).

A porozitás csökkenésével háttérbe szoruló cementkiválást a mélybesüllyedés p/t viszonyai között instabilissá vált ásványok *kiszorítása* váltja fel. A finomszemű homokkövek és aleur(ol)itok aragonit- vagy kalcitcementjének dolomittal való helyettesítődése már a korai diagenézis folyamán megkezdődik. Ezt kissé később a földpátok kaolinitté (és kvarccá) alakulása s az illites mátrix gyűjtőkristályosodása követi. Még későbbi a földpát és a kaolinit hidrocillámmá és muszkovittá alakulása. Nagy mélységben a biotit klorit- és muszkovittá alakulását, a metamorfózis tartományában pedig ezeknek biotittá való visszaalakulását figyelték meg. FÜCHTBAUER (1970) szerint a kvarcnak anhidrittel s a káliföldpátnak dolomittal való helyettesítődése is késői-diagenetikus jelenség. A diagenetikus folyamatok sorrendje és eredménye azonban homokkötépusonként változik, mert azt a pórusoldat kémizmusán, hőmérsékletén és a nyomáson kívül a homokkőnek a tektofáciestől is függő, elsődleges összetétele (20.7. fejezet) szintén befolyásolja (I. kötet, 13. fejezet). Ezért a cement minősége a homokkő alapítusai szerint nagy vonalakban a következőképpen változik:

(1) Az arkózás homokkövek földpátjaiból a pórus-pH-ja és ionerőssége szerint kaolinit, szmektit, nagy mélységű diagenézis esetén pedig illit képződik. Az alkálikus, kationszegény pórusvíz azonban a földpátokat stabilizálja, sőt homoaxiális szegélyekkel látja el.

(2) A „tisztá” és közettöredékeket tartalmazó kvarchomokkövek főleg kvarccementet, ezenkívül kaolinitet, karbonátokat vagy anhidritet, ill. gipszet tartalmaznak. Agyagos mátrix nagyobb mennyisége akadályozza cementációjukat.

(3) A közettöredékben dús homokkövek cementje a közettöredékek minősége szerint változik. A kalklittek, kalkarenitek és a karbonátos vázelemek tartalmazó homokkövek cementje karbonátos. A konvergáló kéreglemezek (Andok, Kordillerák) gyakori, fillites, agyagos és vulkáni közettöredékekben dús homokköveknek a kvarcsemcsék közé nyomuló közetzárványai akadályozzák a cementációt. Cementjüket az agyagásványok és zeolitok egész sora (corrensit, szmektit, klorit, illit, heulandit, analcim, laumontit) alkotja. A teresztrikus környezetek vastartalmú ásványokban gazdag homokköveiből „vörös rétegek” (20.52. fejezet) képződnek.

Hatással van azonban a cement minőségére a szemcsenagyság is. A finomszemcsés homokkövekben pl. azért gyakori a kvarc-, földpát-, illit- és kloritcement, mert ezek gyöngébb vízáteresztő képessége olyan ásványok képződését segíti elő, amelyek forrásai és azonos anyagú kristályosodási csirái már a kőzetben jelen vannak. Ezért képződésükre már viszonylag korán sor kerül. A durvaszemcsés homokkövek jó permeabilitása viszont a hosszabb migráció után kiváló kalcit-, anhidrit- és ankeritcement igen korai kicsapódását teszi lehetővé. Egyéb okokból későbbre maradt kicsapódásuk esetén viszont a finomszemű és már erősen cementált közetrészletek között megrekedve — de a porozitás egy részét megőrizve — válnak ki.

FÜCHTBAUER (1967a) szerint a lerakódási környezetnek a cementképződésre gyakorolt befolyása kb. 1000 m betemetődési mélységig érezhető. Nem-tengeri környezetre utal pl. a kaolinit-, a sudoit- (= Al-klorit) és a káliföldpát-cement. Túlnyomórészt kontinentális (mocsári) eredetű a korai-diagenetikus, kriptokristályos sziderit; kontinentális arid, valamint tengeri eredetre utal a kalcit. Tengeri eredetre lehet következtetni akkor is, ha a cementben Mg-klorit és Na-földpát van. KANTOROWICZ (1984) in FÜCHTBAUER (1988) szerint az északi-tengeri Brent Group júra homokköveiben az illitszegélyek tengeri pórusvízből, a kloritszegélyek gyengén bázikus és oxigénhiányos, a kaolinitsemcsék viszont savanyú és oxigéndús édesvízből keletkeztek. FÜCHTBAUER (1988) az illitcementnek a Rotliegend 3600 m mélységben kezdődő megjelenését is e formáció nem-tengeri eredetének tulajdonítja.

## 20.51 CEMENTSZTRATIGRAFIA ÉS A DIAGENEZIS LEFOLYÁSA

Az autigén ásványok kiválási sorrendjét megállapító cementsztratigráfia nemcsak a homokkő diagenetikus előéletének, hanem a szénhidrogén-tárolók ki-

termelési lehetőségeinek szempontjából is fontos kutatási módszer. Segítségével ma már a diagenézis menetén belül az üledéken átszivargó víz kémiai jellegének

finom változásait is képesek vagyunk nyomon követni (EMERY—MARSHALL 1989). A kiválási sorrend eldöntése elsősorban az autigén ásványok egymáshoz és az allotigénekhez való viszonyának, a kiszorított ásvány maradványainak, a ránövési zónák anyagának, sorrendjének és méreteinek fénymikroszkópi és katódlumineszcenciás megfigyelését igényli. De ezenkívül számos más eszközt is igénybe vesz. A karbonátcement Fe-, Mn-, Zn- és Sr-tartalmát pl. protonmikroszondával, a cement képződési hőmérsékletét és korát a stabil oxigén-izotópok ( $^{18}\text{O}$  és  $^{16}\text{O}$ ) arányából állapítják meg. A K-tartalmú ásványok korát K/Ar módszerrel határozzák meg. A folyadékzárványok homogenizációs hőmérséklete a képződési hőmérsékletéről, fagyáspontja az ülepítő víz valószínű sótartalmáról tájékoztat. Figyelik a cementképződésnek a kőolaj-bevándorlás miatti megszakadását. A cementásványok kioldásán alapuló *mínusz-cement* meghatározással a kőzet cementáció előtti porozitását állapítják meg. Értékelésekor abból indulnak ki, hogy a nagy — pl. 40%-os — mínusz-cement porozitás korai cementációt jelez; a kicsiny — pl. 28%-os — mínusz-cement porozitás pedig legalább 1300 m-es betemetődésre utal a cementáció megindulásakor. Csak jól osztályozott homokköveknél alkalmazható a kvarc szemcsék pontszerű (*a*), sík (*b*), homorú-domború (*c*) és fogazott (*d*) érintkezéseinek a vékonycsiszolatban észlelt számából a sztilitolitosodás erősségét meghatározó TAYLOR -féle (1950) tört:

$$\frac{1a + 2b + 3c + 4d}{a + b + c + d} \quad (20.4)$$

Ennek értéke a rétegek fedőterhelésből vagy tektonikai nyomásból adódó vastagságcsökkenésére utal.

Mivel a homokkő elsődleges ásványai erősen befolyásolják a diagenezis menetét, ennek lefolyása a homokkő típusától függően változik. Az ezt kifejező 20.9 táblázat 1. sora az újonnan képződött, 2. és 3. sora a korábbiakat kiszorító, 4. és 5. sora pedig az elsődleges kőzet szövetet megsemmisítő metamorf ásványokat tartalmazza. A diagenezis erősödését az agyagásványok és a zeolitok vízvesztése jelzi.

A *kvarchomokkövekben* a betemetődési mélység növekedésével először a kis mennyiségű kálicföldpát kaolinosodása indul meg. Ezt az elsődleges kvarc szemcsék szemcsenagyságtól független továbbnövekedése követi. A kezdetben még csak póruskítóltó kalcit és dolomit a besüllyedés során oldhatatlanná válva nemcsak a földpátot, hanem a kvarcot is kezdi kiszorítani (I. kötet, 13.6 és 13.7 ábra). Késői cementként kis mennyiségű szulfát (anhidrit, barit) is megjelenhet.

Az *arkózás homokkövek* közül a durvább szeműekben a földpátoknak a humuszsavak hatására történő kaolinosodása korán bekövetkezik. Enyhén bázikus pórusoldatok hatására viszont a finomabb szemű arkózák földpátjait másodlagos földpátszegély kezdi körülvenni. A másodlagos kvarckiválások anyaga részint nyomási oldódásból, részint a földpátok kaolinosodásából származik. A betemetődés fokozódásával a kezdeti kaolinit/sudoit arány a kaolinit javára tolódik el. A németországi Buntsandstein földpátos vörös homokkövei közül a kálicföldpátot tartalmazókban FÜCHTBAUER (1970) a kálicföldpát, az albit tartalmukban pedig az albit továbbnövekedését tapasztal-

20.9. táblázat. Új ásványok képződésének a homokkő típusától és átalakulási fokától való függése\*

Az átalakulás foka		Kvarchomokkő	Grauvakke	Savanyú arkóza <sup>1</sup>	Intermedier arkóza <sup>2</sup>	Vulkáni grauvakke
Diagenezis	Korai	1	—	Vermikulit		Heulandit, analcim
	Késői	2	Kvarc Kaolinit → dickit	Kőzettörmelék → klorit + illit	Kvarc, albit Agyag → 1M illit	Heulandit, plagioklász Kőzetüveg → laumontit
Metagenezis	Korai	3	Kvarc, pirofillit	Klorit 1M → 2M-muszkovit		Laumontit, prehnit, klorit Illit → muszkovit
	Késői	4	(muszkovit)	Epidot, muszkovit, klorit, sztilpnomelán		
Regionális metamorfózis		5	Disztén?	Biotit		

\* KOSSZOVSZKAJA—SUTOV (1963) nyomán.

A nyilak az átalakulás irányát jelzik.

<sup>1</sup> A fő ásványok: Kvarc, kálicföldpát, savanyú plagioklász, muszkovit.

<sup>2</sup> A fő ásványok: Intermedier plagioklász, biotit, köz. amfibol.

ta a pórúsvíz K-, ill. Na-tartalmának megfelelően. 1000—5000 m között azonban az albitkiválást egyre erősödő kvarccement-képződés váltotta fel. A szemcsenagyság hatása abban nyilvánult meg, hogy a finom homokkővek több kvarc+ földpát-, a durvák több anhidrit-cementet tartalmaztak. A vékony homokkőrétegek erősebben cementálódtak; a vastag padok porozitása azok szegélyrészein volt a legkisebb.

A *kőszéntelepekkel váltakozó*, gyengén csillámos homokkővekben a sziderit képződése és a földpátok kaolinosodása a savas kémhatás miatt a leülepedés után rögtön megindul. Az alacsony pH a betemetődés során azért marad fenn, mert a szénülés kezdetén víz, huminsavak és CO<sub>2</sub> szabadulnak fel. A kanditok rendezettsége az agyagkővekben tapasztaltnál gyorsabban növekszik. A kevés karbonátot tartalmazó homokkővek pórúsvize még az 1000—2500 m mélységben kezdődő második szénülési fázisban is savanyú marad, noha a CO<sub>2</sub>-leadást itt már a metán távozása váltja fel. E mélységektől kezdve a kaolinit dickitbe megy át. Ez a folyamat azonban a betemetődés okozta hőhatás időtartamától is függ: gyüretlen paleozóos és prepaleozóos összletekben már 1000—1500 m-től kezdve tapasztalható; gyüretlen mezozóikumiban viszont csak 2500 m-től indul meg.

A *vulkáni törmelékben dús homokkővek* átalakulása a tenger halmirolitikus, ill. a tavak akvatolitikus hatása folytán már igen korán megkezdődik. A vulkáni

üveg ui. KRAUSKOPF (1959) szerint kb. 10-szer gyorsabban oldódik, mint a kvarc. A víz alatti átalakulást analcim, phillipsit, harmotom, nátrolit, kriptokristályos kvarc, kaolinit és illit képződése jelzi. 500 m betemetődési mélységben a vulkáni üveg legnagyobb része montmorillonittá alakul át. Néhány km mélységben a montmorillonit mellett kaolinit és Mg-dús klorit jelentkezik. 7 km körüli mélységben viszont a vulkanomikt homokkő cementjét klorit, 1M és 2M illit, továbbá laumontit alkotja.

A *karbonátos homokkővek* azon típusában, amelyek karbonáttartalmát az utólag beépült cement szolgáltatója, a tömörödés erősen korlátozott. A mésztörmelékes arenitek karbonátanyaga a mélységben átkristályosodik. 3500 m alatt a kalcit a kvarcot és a földpátot kezdi kiszorítani.

Minthogy a *kőszéntelepekkel váltakozó karbonátos homokkővek* pórúsvize a 2. szénülési fázisban semleges vagy lúgos kémhatásúvá lesz, a földpátok kaolinosodását a kaolinit és a földpát szericitesedése kezdi háttérbe szorítani. A kaolinit kiszorítása ankerit- és kalcitcement képződését is eredményezheti. 120 °C-nak megfelelő mélység mellett a biotitot klorit + muszkovit kezdi kiszorítani. Az így felszabaduló vas vagy ankeritet vagy hematitot, a Ti pedig rutilt alkot. A pórúsokat és hasadékokat kitöltő ankerit-cement — amelynek anyaga nagyrészt a szomszédos kőzetekből származik — Mg-ban dúsabbá válik.

## 20.52 A „VÖRÖS RÉTEGEK” KÉRDÉSE

E névvel a hematittal színezett, homokos–kőzetlisztes–agyagos, túlnyomórészt szárazföldi lerakódásokat foglaljuk össze (25.5. tábla: 1—3). Ezek hematittartalmát korábban a terra rossa (I. kötet, 2.4. fejezet) vagy a laterittalajok (III. kötet, 30. fejezet) áthalmazódásából származtatták, tehát trópusi–szubtrópusi, változóan nedves éghajlaton keletkezettnek vélték. FÜCHTBAUER (1963) és WALKER (1967a, b, 1968) szerint azonban a vörös rétegek nemcsak a szavannákon, hanem más száraz területeken is létrejöhetnek. Hematitjuk ui. az üledék vastartalmú szilikátjainak fölhevülés, átnedvesedés és gyakori kiszáradás közbeni oxidációjával keletkezik olyan folyóvízi homokkővekben, amelyek arid éghajlaton gyakran voltak kitéve kiszáradásnak. Az alpi előtér molasszjában pl. a vörösbarna biotitnak egyidejű hematitképződés mellett színtelenedését csak a folyóvízi rétegekben észlelték; az egykorú tengeri homokkővek biotitja ellenben ép maradt. Hasonlóan történhetett ez a Buntsandstein, a Rotliegend vagy a felső-karbon stefáni emelete homokos–kőzetlisztes (részben fluviális) üledékeinek s a Nagyalföldi Tarkaagyag Formáció (felső-pannóniai) hal-

ványulás színű, ősmaradványmentes üledékeinek esetében is. Legszebb hazai példáit mégis a mecseki alsóperm Korpádi Homokkőve, az alsó-triászbeli Jakabhegyi Homokkő s a felső-perm korú Balaton-felvidéki Homokkő nyújtja.

20.20 ábra. Az üledék vörös színének a szerves és a szervetlen alkotók üledékes sebességétől való függése FÜCHTBAUER (1970) szerint

Az üledék-képződés jellege		Szervetlen	
		Lassú	Gyors
Szerves	Lassú	Vörös	
	Gyors	Szürke	

Oxigéndús fenékvíz, kisebb-nagyobb mennyiségű, finomabb vagy durvább, vasdús mállástermék beáramlása vagy bemosódása esetén tengeri környezetben is vörös üledékek rakódnak le. Ezt az alsó-triász transzgresszió werfeni fáciesű homokkőösszletén kívül számos más formáció aleurit-, agyag-, márga- és mészkő-, sőt radiolaritrétegeiben is tapasztaljuk. Az utóbbiak legszebb példáival a középhegységi alsó- és középső-júrában találkozunk.

Azonos vastartalom mellett a vörös szín a redukáló szerves anyag mennyiségétől és az ülepedés sebességétől függ (20.20 ábra). HINZE és MEISCHNER (1968) szerint a terra rossának az Adriai-tengerbe bemosott tömegei a vas redukciója miatt szürkévé válnak; csak

vékony felszíni csíkjuk színeződik korai diagenetikusan átalakulás révén élénkvörösre. Ennek nyomán FÜCHTBAUER (1970) nyomtatékkal hangsúlyozza, hogy a vörös rétegek keletkezését nem lehet egyszerűen a vörös talajok áthalmazódásából levezetni.

## 20.6 AZ ARENITEK SZÖVETE, SZERKEZETE, ÉRETTSÉGE

### 20.61 A SZÖVET

A homokkő vázát alkotó szemcsék méretének, osztályozottságának, alakjának, illeszkedésének vizsgálatához és értelmezéséhez szükséges ismereteket az I. kötet 15. fejezete tartalmazza. A szövettípusok száma az átlagos szemcsenagyság, a mátrix és a cement mennyisége, a szemcsék osztályozottsága, rendes, fordított vagy szimmetrikus gradáltsága, valamint irányítottasága szerint igen nagy.

A detritogén mátrix 30—60  $\mu\text{m}$ -os szemcséi sem összetételükre, sem funkciójukra nézve nem határolódnak el élesen a kőzetváz elemeitől. Elsődlegesen a

törmelékiszállítás és leülepedés jellegétől függő megnyitottságukat és ásványi alkatukat másodlagosan a diagenézis változtatja meg. A törmelékes agyagásványok megjelenési formáit homokkőben a 20.5 ábra, az autigén agyagásványokéit a 20.15 ábra szemlélteti. A homokkővek autigén cementásványainak anyagi és megjelenési formáiról a 20.32 fejezet, valamint az I. kötet 13.7 és 13.8 fejezete számol be. Néhány homokkőfajta szöveti képét a 20.1 tábla, a kvarcsemmcsék és a póruskitöltő ásványok viszonyát a 20.2—20.4 tábla szemlélteti.

### 20.62 A SZERKEZET

A homok(kő)testek alakját és méreteit az üledék-képződési tér kiterjedése, morfológiája, a szállító erők iránya és energiaszintje, valamint az általuk mozgatott törmelék tömege határozza meg. Ennek megfelelően formálhatnak max. néhány dekaméter vastagságú, de esetleg több száz  $\text{km}^2$  kiterjedésű lepleket, 1—1000 km hosszúságú, de csak 0,1—1 km szélességű, egyenes, görbült, elágazó vagy összefonódó, szalagszerűen megnyúlt testeket, kisebb-nagyobb, minden irányban

gyorsan kiemelkedő lencsék vagy félkúpszerű alakzatokat. Gyakran pedig ezen egyszerű formák olyan kombinációival találkozunk, amelyek elemei egymás fölött, de egymást keresztezve, vagy egymáshoz képest eltolódva fekszenek. E testeken belül a rétegzésnek, a réteglapi és rétegen belüli szerkezeteknek a 17. fejezetben részletesen leírt, s az I. kötet 4—10. fejezeteiben is érintett formáival találkozhatunk. Egy-egy példájuk a 20.23 ábrán, valamint a 20.5 és 20.6 tábla képein látható.

### 20.63 AZ ÉRETTSÉG KIFEJEZÉSE

PETTJOHN (1949) szerint „... egy törmelékes üledék érettsége annak a mértéke, hogy mennyire közelíti meg azt a végterméket, amelyet a kőzetre ható tényezők kialakítani törekcszenek.” Az érettség a leülepedést megelőző és követő valamennyi folyamat hatását tükrözi, attól függetlenül, hogy az adott esetben azok melyik részfolyamata volt jelentősebb. E folyamatok egymáshoz viszonyított „súlyát” ui. csak nagyon ritkán lehet pontosan meghatározni.

Jellemezhető az érettség (1) ásványtanilag (tehát a stabilis és kevésbé stabilis kőzetelegyrészek arányával), (2) szöveteileg (vagyis a méreteloszlás jellegeivel, a kötőanyag és a törmelékes szemcsék arányával), (3) geokémiaileg (a kőzet makro- és mikroelem koncentrációival).

**20.631 Az ásványtani érettség.** Mivel a törmelékes elegyrészek mennyiségét elsősorban a fizikai és vegyi mállás részaránya, időtartama és intenzitása határozza meg, az elegyrészek gyakorisága nagymértékben azok mállási stabilitásának a függvénye. Az ellenálló és kevésbé ellenálló szemcsék arányai azért alkalmasak az üledék érettségének jelzésére, mert az ásványok vegyi mállási sorrendje nagyjából azok diagenetikus kioldódási sorrendjével azonos.

Felszíni körülmények között az ásványok stabilitását oldhatóságuk, valamint a redox- és pH-változásokkal szembeni érzékenységük határozza meg. Ezek alakulása pedig a szilárd fázis vegyületpotenciáljától és kristályszerkezetétől, valamint a beépült ionok töltésváltoztatási készségétől függ.

Az elegyrészeknek az aprózódással szembeni ellenállását jellemző tényezők közül a szállítás közbeni kopás és töredezés szerepe látszik legjelentősebbnek. Mivel ez egymagában is számos tényezőtől (pl. a szállító közeg minőségétől, a szállítás módjától, a méret-, alak- és sűrűségviszonyoktól) függ, igen különbözőképpen nyilvánulhat meg.

Az elegyrészek arányain alapuló érettségi mutatók természetesen csak azonos mérettartományokban hasonlíthatók össze. Célszerű azonban ezek több méretosztályra kiszámított értékei közül azt kiválasztani, amely a vélt vagy ismert származási terület földtani felépítése mellett legelőnyösebbnek látszik.

A PETTIJOHN-féle (1949) érettségi mutató a homokkövek két legfontosabb ásványcsoportja — a kvarc + tűzkő és a földpát + közettörredék — szemcseszámának hányadosa. Abban, hogy az arkózák kvarc/földpát hányadosa (1, 1) az igen érettnak tartott ortokvarcitokban 10 fölé emelkedik, PETTIJOHN az időnek a szállítási és mállási folyamatok eredményét megszorozó hatását látta. Véleménye sem az üledék többszöri áthalmazódásának (BLATT 1967), sem annak a CAILLEUX-féle (1964) törekvésnek nem mond ellent, amely a földpátoknak az alábbi törttel kifejezett mállásáért elsősorban az éghajlatot teszi felelőssé:

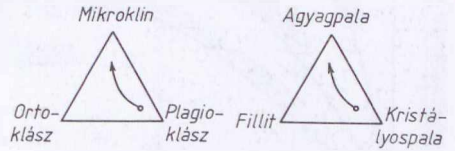
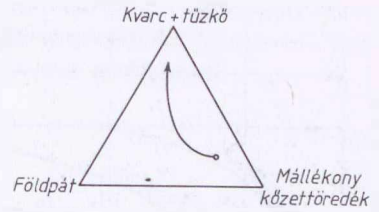
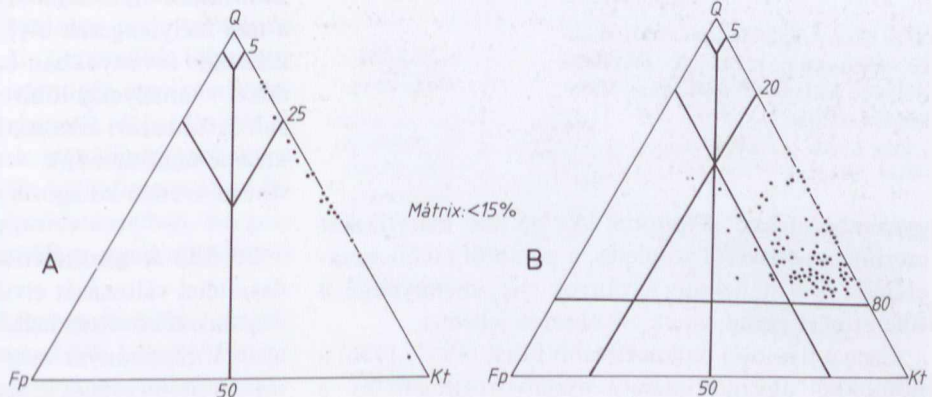
$$\frac{100 \text{ földpát szemcse}}{\text{földpátok} + \text{kvarc} + \text{csillámok} + \text{egyéb elegyrészek száma}} \quad (20.5)$$

Az ásványtani érettség azonban a poli- és a monokristályos kvarc szemcsék hányadosával és az ún. ZTR-indexszel (vagyis a cirkon + turmalin + rutil szemcsék együttes számának és az összes nehéz-ásványszemcse számának %-ban kifejezett hányadosával) is jellemezhető.

Grafikus ábrázolás esetén a BLATT-féle (1967b) háromszögi diagram csúcsain a vizsgált kőzet érettségét tükröző elegyrészeket többféle változatban is feltüntetjük. A 20.21 ábra háromszögein belüli nyilak a stabilitás növekedésének megfelelően az érettség magasabb foka felé mutatnak. A jobb alsó háromszög

20.22 ábra. A Fülei Konglomerátum (felső-karbon) homokkőrétegeinek (A), ill. a Balaton-felvidéki Homokkő (felső-perm) mintáinak (B) ásványos összetétele MAJOROS GY. szerint

Q = kvarc, — Fp = földpát, — Kt = közettörredék. A = Kk-2. sz. fúrás, — B = Bf-6. sz. fúrás.



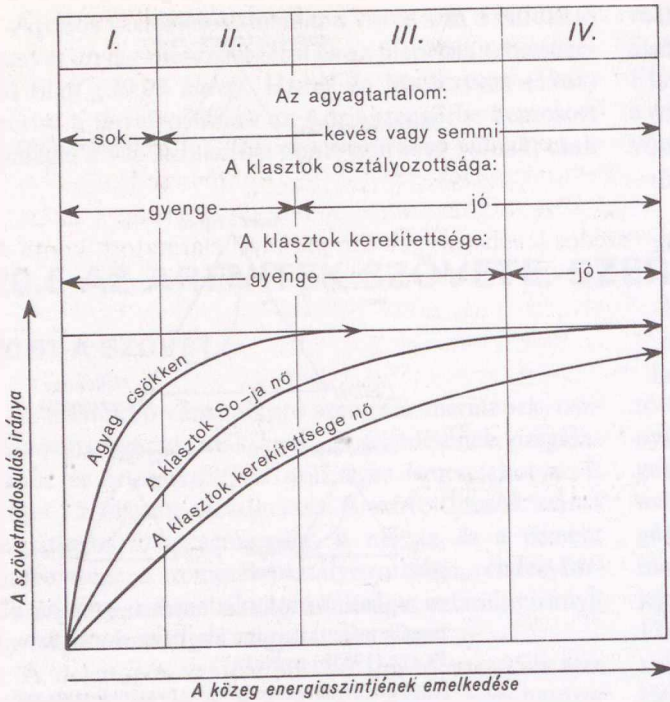
20.21 ábra. Az üledékes folyamatok hatása a homok mérettartomány klasztikus elegyrészeire, BLATT (1967b) nyomán

A nyilak az ásványos összetételnek az érettség irányában való eltolódását jelzik.

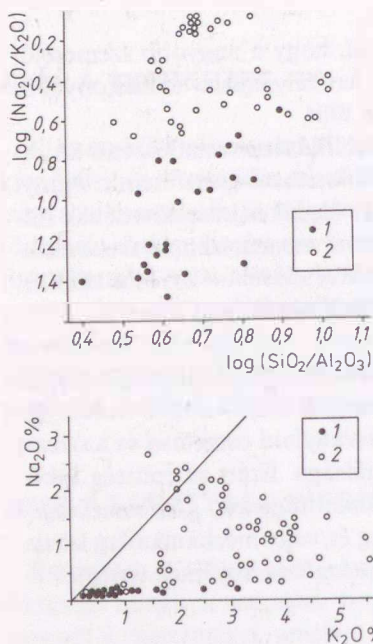
azon a föltevésen alapul, hogy a nagyobb szemcséjű, heterogén összetételű kristályospala mállékonyabb, mint az agyagpala és a fillit.

A közettörredékek stabilitására vonatkozóan ez idő szerint nincsenek általánosítható ismereteink. Annyi mégis bizonyos, hogy az üledékes közettörredékek túlnyomó része — a kovával cementezett kvarchomokkőeké és a kvarcitoké kivételével — kevésbé stabilis. Két hazai példa a 20.22 ábrán látható.

**20.632 A szöveti érettség.** PLUMLEY (1948), az érettség fogalmának megalkotója, abból indult ki, hogy az üledéknek az ásványtani összetétel és a szövet a két legalapvetőbb sajátága. Ezért az érettség fokozatait a szemcsék kerekítettségének, gömbszerűségének, valamint a vegyileg és/vagy mechanikailag könnyen változó alkotók százalékarányának együttes fi-



20.23 ábra. A közet szövet módosulása az ásványtani érettség különböző fokán a szállító és ülepítő közeg együttes energiaszintjének függvényében, FOLK (1951) szerint  
I. Éretlen, — II. szubmaturus, — III. érett, — IV. túlérett stádium. — So = osztályozottság.



20.24 ábra. A Balaton-felvidéki Homokkő (felső-perm) mintáinak geokémiai érettsége kétfajta ábrázolásban, MAJOROS Gy. szerint  
1. Kk-2. sz. fúrás. — 2. Bf-6. sz. fúrás.

gyelembevételére alapította. Az éretlen klasztitokat szerinte a rendkívül szögletes, a gömbtől távoli szemcsealak és a mállékony ásványok nagy mennyisége, a túléretteket pedig ennek ellenkezője jellemzi.

Ezen a nyomon haladt tovább FOLK (1951, 1956) a homokkő agyagtartalmát, osztályozottságát és a

szemcsék kerekítettségét egyszerre feltüntető, négy fokozatú grafikonjának felállításával (20.23 ábra).

A szöveti érettségre utaló agyagtartalomnak a kémiai, ill. ásványtani érettséget kifejező kvarc- és földpáttartalommal együttes föltüntetésére törekszik SELLEYnek (1976) a KRYNINE-féle (1948) megoldástól (19.6 ábra) csak részleteiben különböző diagramja (19.9 ábra).

Az agyagtartalom vagy annak hiánya azonban nem feltétlenül a kőzet éretlen vagy érett állapotának a jelzője. Számos jelenkori hegylábi és parti síksági ortokvarcit — amelyet rövid lefordási távolsága alapján éretlennek kellene minősíteni — közel 100%-os kvarctartalma és szemcséi nagy részének kerekítettsége szerint igen érett üledéknek tűnik. Látszólagos érettségüket a hasonló anyagú, de más szedimentációs ciklusban ülepedett, érett ortokvarcitokból való származásuk magyarázza. Ha nem ismernők származási helyüket, akkor éretlenségüket csak kis számú szögletes szemcséjük tanúsítaná (CONOLLY 1978). Megfordítva: a mai mélytengerek olykor igen szögletes szemcséjű, instabilis ásványokban és kőzettörmelékben dús üledékei — amelyeket több ezer km-t is kitevő szállítódaik és többszöri áthalmozódásuk alapján maturusnak kellene minősítenünk — a FOLK-féle osztályozás szerint az éretlen kategóriába esnek.

**20.633 A geokémiai érettség.** Az ásványtani összetétel változását elvileg az elemi összetétel változásának is követnie kell. A fő-, ill. járulékos és nyomlemek részarányát mégis csak a kőzet klasztikus és cementásványainak ismeretében és csak egy összefüg-

gő rétegsoron belül érdemes — jobbára kiegészítő jelleggel — az érettség kifejezésére felhasználni. A Balaton-felvidéki Homokkőre vonatkozó ilyen irányú próbálkozások a  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$  és  $\text{Al}_2\text{O}_3$  arányainak feltüntetésével tulajdonképpen a földpátok, a csillámok, a kvarc(it) és az agyagásványok legfontosabb alkotóit ragadják meg (20.24 ábra).

Ugyanez tükröződik PETTIJOHN *et al.*-nak (1972), valamint BLATT *et al.*-nak (1972) a kvarc-, ill. litareni-

tek, arkózák és grauvakkék közötti különbségétél kémiai alátámasztását célzó diagramjaiban is (20.16 és 20.17 ábra). Növeli azonban a BLATT-féle kísérlet jelentőségét a megkülönböztetett homokkőtípusok tektonofaciális értelmezése: eszerint a grauvakkék a mélytengereknek, az arkózák a kontinensek mélytörések közé zárt medencéinek, a litarenitek pedig a szomszédos lánchegységek törmelékével elárasztott, kontinensperemi medencéknek az üledékei.

## 20.7 AZ ARENITEK PETROGRÁFIAI ÖSSZETÉTEL ÉS SZÁRMAZÁS SZERINTI CSOPORTJAI

### 20.71 A PETROGRÁFIAI ÖSSZETÉTEL SZERINTI TÍPUSOK

**20.711 Az alaptípusok** korábbi definícióit (20.2. és 20.4. fejezet) s a 20.10 táblázaton, valamint a 20.16 és 20.17 ábrán feltüntetett kémiai jellemzését az alábbiakkal egészítjük ki.

Az arkózák általában granitoid kőzetek éretlen reziduális takarói vagy transzgressziós rétegsorok kezdő rétegei („bazális arkózák”). Cementjük kalcit, kova, vagy hematittól vörösre festett kaolinit. 10–25% földpáttartalom esetén földpátos homokkőről, > 10% mátrix esetén földpátos vakkéról beszélünk. A klimatikus arkózákat a földpát-dús kiindulási kőzetek arid éghajlaton történt aprózódásából, a tektonikus arkózákat pedig hirtelen kiemelkedő nedves-trópusi vidékek granitoidjainak a földpátok lebomlását megghiúsító, gyors lepusztulásából származtatják (KRYNINE 1941). Az arkózák általában a tektonikailag aktív időszakok képződményei.

A rendszerint közepesen osztályozott litarenitek domináns közettörmelékük anyaga szerint nevezhetők meg. Anchi—epimetamorfitokból származnak a fillarenitek, vulkanitokból és piroklasztikumokból a vulkanomikt arenitek; karbonátkőzetek darabkáiban dúsak a kalklititek, kovaüledékek törmelékében a kovarenitek. Kevés törmelékes mátrixukat gyakran pszeudomátrix (a kőzetnyomás hatására szétmorzsolódó szemcsék tömege) helyettesíti. Cementjük többnyire karbonát, ritkábban kova; de autigén agyagásványokat és zeolitokat is tartalmazhatnak. A litarenitek az orogén és anorogén területek legkülönbözőbb korú formációiban megtalálható, de különösen a nagy folyók alluviális és deluviális képződményeiben, miogeoszinklinális jellegű üledéksorokban gyakori, változó érettségű üledékek.

A közettörmelékben és alapanyagban dús, de poruscementben szegény grauvakkék alaptípusának mátrixa kvarc-, földpát-, klorit, szericit-, kalcit-mikro-

litokból áll. Az arkózás és földpátos grauvakkék mátrixának elsődlegessége azonban kétségbe vonható. Ha ui. az arkóza mátrixának kaolinitje diagenetikusan klorittá, földpátja pedig csillámmá alakul, akkor az arkóza a grauvakkéra jellemző összetételt nyer. A kvarcarenitek felé közelítő — általában többször áthalmazódott anyagú — kvarcvakkék viszonylag ritkán fordulnak elő.

A grauvakkéknak a granitoidokéhoz elég közel álló vegyi összetételét a többi homokkőével szemben a viszonylag kicsiny  $\text{SiO}_2$ -tartalom mellett az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , a mészalkáliák és alkáliák részarányának relatív nagysága jellemzi. Ez a kőzet gyöngye érettségét tanúsítja. A

20.10. táblázat. A homokkővek alaptípusainak kémiai jellemzői\*

Közzettípusok	$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ arány	Kationok	
Kvarc-homokkővek	Nagy (Érett homokkővek, kevés agyagásvánnyal)	Viszonylag nagy $\text{Ca}^{2+}$ és $\text{Mg}^{2+}$ tartalmú (karbonát-) cement	
		Viszonylag kicsiny $\text{Ca}^{2+}$ és $\text{Mg}^{2+}$ tartalmú (kovás) cement	
Földpátos grauvakkék	Kicsiny (Éretlen homokkővek, több agyagásvánnyal)	Viszonylag nagy $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ mennyiség	$\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$
Arkózák; közettöredékes grauvakkék			$\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$
Litarenitek		Viszonylag kicsiny $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ mennyiség (sok Ca- és Mg-tartalmú agyagásvány)	

\* PETTIJOHN *et al.* (1972) nyomán.

főlapátos grauvakkék  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  arányának az arkó-zákét felülmúló értéke az albit nagyobb részarányának tulajdonítható. Az albit gyakoriságát részint a Ca-tartalmú, bázisos plagioklászok diagenetikus bomlása, részint a kőzettel társult mélytengeri spilitékből kiindult *Na-metaszomatózis* magyarázná. A Na-metaszomatózis azonban a közbetelepült agyapalákban nem mindig mutatható ki. A grauvakkék mátrixának szokatlanul nagy mennyiségét egyesek a tengervíz koaguláló hatásával, mások a mélytengerbe hatoló zagyarak működésével, a mátrix utólagos beszűremkedésével, vagy a törmelékes mátrix ásványainak diagenetikus átalakulásával hozták kapcsolatba. Az utóbbi véleményt fejlesztette tovább DICKINSON (1970). Ő a kőzet törmelékes „*protomátrix*”-a és diagenetikus szétmorzsálódásból származó „*pszeudomátrix*”-a mellett pórusolatokból kiváló „*ortomátrix*”-ot és a törmelékszemsékből diagenetikusan képződött „*epimátrix*”-ot különböztet meg. A diagenézis időigényessége folytán elképzelése valóban érthetővé teszi, hogy egyrészt a mátrix, másrészt azon belül a pszeudo- és epimátrix mennyisége miatt emelkedik a kőzet korával.

A paleozóos vagy még idősebb orogén övekben gyakori, a táblás területek rétegsoraiból azonban hiányzó grauvakkék mennyiségét az összes homokkövek tömegének 1/4—1/5-ére becsülik. Többnyire spilitékkal kapcsolatos, mélytengeri képződmények. Áramlási talpjegyeik, osztályozott rétegeességük, ciklicitásuk és rétegeik belső szerkezete alapján biztosan zagyár-üledékek (DZUŁYŃSKI—WALTON 1965); a fiatalabb flis-homokkövekkel szembeni különbségeiket (20.25 ábra) diagenézisüknek — idősebb voltukból következő — nagyobb mértéke okozza.

A kvarchomokkövek anyaga csaknem kizárólag jól osztályozott, lekerekített, rendes kioltású mono-, kisebbrészt polikristályos kvarctörredék. Egészen fiatal képviselőik cementje opál, az idősebbeké epitaxiális, póruskitöltő vagy szintaxiális kalcedon. Nyomás hatására a szemcsék összefogazódnak. Az enyhén metamorf *itakolumit* esetében a szemcsék összefogazódása hajlíthatóvá teszi a kőzet lemezeit. A fiatal kvarchomokkövek kalcit-, esetleg dolomitcementjét az idősebbekben kova szorítja ki, de ennek fordítottja is gyakori.

A kvarchomokkövek az arenitek tömegének kb. 1/3-át teszik ki. Különösen a nagy pajzsok és azok szegélytengereinek prekambriumi és ópaleozóos rétege-összleteiben alkotnak hatalmas,  $>10^5$  km<sup>2</sup> kiterjedésű, 1 km vastagságot is elérő összleteket (pl. Athabasca Formáció, USA). Érett jellegük hosszan tartó vagy többszörös, többnyire folyóvízi áthalmozódás eredménye. A krétával kezdődő, tektonikailag aktív időszakokban jelentősen megritkulnak (PETTIJOHN 1975).

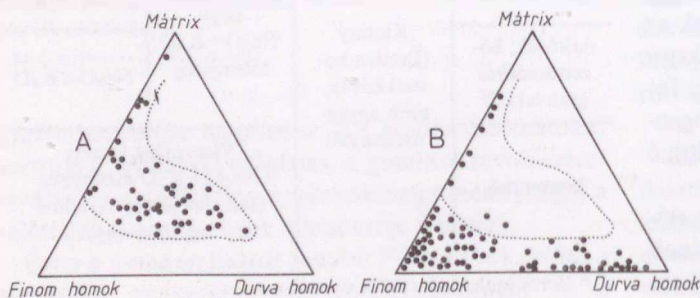
**20.712 A vegyes összetételű arenitek közé az alaptípusok egyikébe sem illeszthető, homok szem-nagyságú üledékeket soroljuk.**

A *glaukonitos homok(kő)*  $\leq 10\%$  földpát mellett  $> 5\text{—}10\%$  glaukonitot (22.3122. fejezet-rész) is tartalmazó, kalcitos vagy agyagos-kalcitos kötőanyagú, kvarcban dús, sekélytengeri arenit. Minden földtörténeti korban előfordul, de a kambriumban, a krétában és a paleogénben a leggyakoribb.

A *foszfátos homok(kő)* 10—16%  $\text{P}_2\text{O}_5$ -tartalmú, kovás vagy karbonátos cementű, sekélytengeri képződmény. Foszfortartalma az ősmaradványvázak, gumók, pelletek, ooidok, pizoidok, kriptokristályos vagy póruskitöltések, epitaxiális szegélyek, drúzák, konkréciók kristályos apatitjától származik. Az apatitkiválás feltételeivel a III. kötet 29. fejezete foglalkozik.

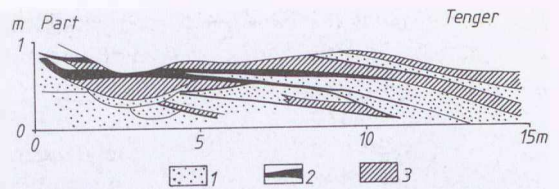
A *mészhomok és mészhomokkő* (kalkarenit) — a terrigén kalklititekkel szemben — a lapos tengerpartok, karbonátplatformok időnként szárazra kerülő szakaszán a hullámvás vagy szélfúvás hatására dűnéké halmozódott, jól lekerekített pelletek, iszaprögök, váztörredékek, ooidok, pizoidok kalcittal cementált anyagát jelenti. Több-kevesebb kvarcsemmet is tartalmaz; ezek túlsúlyba kerülésével „tisztá” kvarchomokba mehet át. Keletkezése és bővebb leírása a 24.4121. fejezet-részben és az I. kötet 10.6131. fejezet-részében található.

**20.713 Torlathomokok.** A fizikai és kémiai mállásnak egyaránt ellenálló nehézásványok többnyire kvarcarenitekhez kötött, gyakran kitermelésre érdemes felhalmozódását torlatnak nevezzük. Ilyen, 3,5-nél nagyobb sűrűségű torlatásvány lehet az arany,



20.25 ábra. Paleozóos, kréta és miocén korú grauvakkék (A) és terciér flis-homokkövek (B) szemcsenagyság megoszlása CUMMINS (1962) szerint

platina, kolumbit, volframit, kassziterit, scheelit, monacit, magnetit, ilmenit, cirkon, korund, rutil, gránát, topáz és gyémánt. Az ezeket rejtő torlathomokok olyan tábla- vagy szalagszerű, kiékelődő köztetteket formálnak, amelyek szélessége 1–10 m, hosszúsága 10 m–10 km, vastagsága 1 m körüli nagyságrendű (20.26 ábra). Képződésük a leülepedéskor működő erők kiválogató hatásának eredménye. Létrejöhetnek a forró vagy hideg sivatagok meredek lejtőinek alján kialakult törmelékűpök homoklavínáiban jelentkező, fordított tangenciális osztályozódás (I. kötet, 4.14 ábra) következtében. Megjelenhetnek továbbá egyenes folyómedrekben a rendes tangenciális osztályozódás eredményeként, meanderek övzátonyos belső oldalán, eolikus dűnéken, eolikus síkságok kifúvás, tavak, tengerpartok és selfek kimosás után visszamaradt üledékeiben. A nehézsaványok koncentrációját mégis leginkább a lapos partokra kifutó és onnan visszatérő, tavi vagy tengeri víz hullámok sebességkülönbsége teszi lehetővé. A kifutó hullám lesüllyedő üledékéből a



20.26 ábra. Nehézsavány felhalmozódások szelvényvázlata a parti hullámverés homokos üledékeiben CORDES (1966) nyomán

1. Durva homok. — 2. Vastagabb nehézsavány felhalmozódás. — 3. Finomabb homok horizontális vagy ferde réteglemezekkel.

visszáramló víz ui. a kisebb sűrűségű szemcséket még kissé nagyobb méretük esetén is magával ragadja, az egyenlő méretűek közül azonban a nagyobb sűrűségűek leülepednek. Gazdasági értékű torlatok viszont csak akkor keletkeznek, ha fluviális szállítás, árapály, hullámzás, áradás, vihar okozta visszaáramlás vagy partomlások révén elegendő mennyiségű hasznos nehézsavány kerül a parti vizekbe.

## 20.72 A GENETIKAI TÍPUSOK

**20.721 Folyóvízi és deltahomokok.** A kavics-tól az agyagig terjedő *mederüledékek* (channel fills) szemcsenagysága elsősorban a vízfolyás szakaszjellegetől függ (I. kötet, 5. fejezet). A medreket kitöltő homok(kő)testek alsó felülete lefelé domború, felső felülete horizontális. Kanyargós lefutású medrek folyóvízi síkságokon, deltákon és wattokon található. Az alsó folyószakaszok medrei azonban folytonosan elágaznak, majd újra egyesülnek. A medrek talpa mindig eróziós felület. A mederüledékek osztályozottsága  $Q_2/Q_1$  — többnyire  $> 1,2$ , szabályozatlan folyókban  $> 1,3$ ; jellemző a szemcsenagyság függőleges irányú erős változása.

A meanderező folyók *övezetnyai* olyan parti homok(kő)padokból állanak, amelyek anyaga alulról fölfelé finomodik, belső szerkezete pedig többnyire a folyás irányát keresztező ferderétegek és ferdelemezek sorozataiból áll. A kanyarulatok lassú völgymenti eltolódása miatt a meanderek belső szegélyét rendszerint több ilyen íves lefutású parti homokpad kíséri (I. kötet, 5.33 ábra).

A gyakran km hosszúságú *parti gátak* anyaga laposan az árterek felé dőlő finom homokból és aleuritből áll. Az *ártéri síkságokon* aleurittal és szerves anyaggal sűrűn összefogazódó agyag rakódik le.

A rétegek gyakran vöröses vagy zöldes színűek. Az erős áramlásra utaló kavics- és homokrétegek általában horizontálisan rétegzettek. A max. 100 m szélességű és  $< 1$  m (az ártereken  $< 5$  cm) vastagságú padok túlnyomó többsége azonban árkos ferderétegzést mutat. A vizalatti dűne (vagy antidűne) felszínét jelző

réteglapokon aszimmetrikus áramlási fodrok, lineációk, folyási barázdák és tárgynyomok lehetnek jelen. Az üledék érettsége — adott éghajlati övön belül — folyónként, ill. folyószakaszonként változik. A szemcsenagyság a széles medrű folyókban általában nagyobb, mint a keskeny medrűekben. A szemcseeloszlási diagramok az aleurit- és agyagszemcséknek a durvább szemcsék közötti „foglyul ejtése” miatt általában a finom frakciók irányában megnyúltak. A ferde rétegeségi egységeken belüli lemezességet a szemcsenagyság változása okozza. A többnyire üde homokszemcsék legfeljebb éleiken kerekítettek (20.27 ábra), és leghosszabb ( $a$ ) tengelyük szerint zsindelezettek. A fluviális és eolikus homokszemcsék közötti alaktani különbségek (20.3127. fejezetrész) a szélfújta szemcsék folyóvízi áthalmazódása következtében (vagy fordítva) nem mindig perdöntők. Ezért a fluviális és eolikus fáciesek elkülönítése sokirányú értékelést igényel.

A folyóvízi homokkövek káliföldpátjain gyakran továbbnövekedési szegély mutatkozik. Szerves maradványok (kagyló- és csigahéjak, növényi gyökerek, ágak, levelek, szárok lenyomatai, ásás- és lábnyomok) főként az ártéri üledékekben található. Gerinces csontok, állkapcsok és fogak viszont medri üledékekből is előkerülnek.

A *delták és tölcseértorkolatok* üledékeinek az I. kötet 5.101. és 5.102. fejezetrészeiben található jellemzését a következőkkel egészíthetjük ki:

Mivel a klasszikus GILBERT-delta szerkezet (I. kötet, 5.44, 5.54 és 8.41 ábra) kialakulása az állóvíz és a belétorkolló folyóvíz azonos



20.27 ábra. Gyengén koptatott folyóvízi, apróhomokos középszemű homok. — Gyula, régi téglagyári fejtő: 4,50–4,75 m. — Foto: SZÓNOKY M. (1983)

sűrűségét, valamint az erős hullámverés hiányát feltételezi, ez az alsó és felső sík rétegek közötti nagy méretű ferderétegekből álló deltatípus csak tavakban alakul ki. Ha a betorkolló folyó lebegő hordalékban dús vize sűrűbb, mint az állóvízé, akkor a sűrű víz lesüllyedése közben lerakódó ferderétegek fokozatosan belesimulnak a delta alsó, sík részébe (AXELSSON 1967). Tengeri deltákon azonban a nehezen keveredő, könnyű és messzire benyomuló folyóvíz a tengervíz fölé rétegződik. Ezért itt nagyobb, de sokkal laposabb — a Mississippin  $<1^\circ$ -os — hordalékkúp alakul ki. Ennek felső részét az árapály és a hullámverés lemezes fedőrétegekké formálja, vagy jól osztályozott, önálló homoktestekké szabdalja, vagy hosszú, parttal párhuzamos gátakat épít belőle. A deltákat a homok és aleurit finomrétegei jellemzik. Üledékeiket a szárazföldi háttér jellege és tektonikai aktivitása alakítja túlnyomóan homokos vagy túlnyomóan agyagos-aleuritos jellegűvé. A gyors leülepedés miatt bennük bentonikus szerkezetek nem telepednek meg. A tengeri deltákat 40 m vastagságot is elérő, íves vagy táblás ferderétegenségűk, valamint a tengeri és nem-tengeri kőzetek és ősmaradványok összefogazódása, ill. keveredése jellemzi. Szerves anyagban való gazdagságukat a növényi törmelékek és az *ostracodák* gyakorisága biztosítja. Az előnyomuló és visszahúzódó delták üledékei egyaránt fölfelé durvulnak. Az előnyomuló deltatestek 50–70 m-es vastagságával és több száz km<sup>2</sup>-nyi kiterjedésével szemben a tengeri üledékekkel borított, visszahúzódó deltáké jóval szerényebb. A deltaüledékekben gyakori a növényi törmelék; az ásó-fúró szerkezetek mennyisége viszont kicsiny. Az *ostracoda/foraminifera* hányados viszonylag nagy.

Az esztuáriumokban (I. kötet, 5.102. fejezetrész) a szemcsenagyság — a folyóktól eltérően — a partoktól a középvonal felé csökken. Üledékeik pedig az esztuárium tengelyével párhuzamos dőlésű, de két kétirányú ferderétegenséget mutatnak.

**20.722 Lagúnahomokok.** Ezeket a kicsiny szemcsenagyság és finomrétegenség, csökkentsósvízi fauna, csekély faj- és nagy egyedszám jellemzi. A rendszer sótartalmú lagúnák üledékét azonban gyakran ásószervezetek homogenizálják.

**20.723 Tengerparti homokok és homokkövek.** Az állóvizek szegélyének homoktestjei az árapály-uralta partokra merőlegesen, a hullámzás-uralta partokkal pedig párhuzamosan halmozódnak fel (I. kötet, 8.51. és 10.61. fejezet). Jelenkori tengeri előfordulásaik  $\leq 20$  m vastagságúak, 0,1–3 km szélesek és  $\leq 100$  km hosszúak. Fosszilis előfordulásaik ennél többnyire szélesebbek és kisebb vastagságúak. Hosszú időn át egyenletesen süllyedő partok mentén és elegendő utánpótlás esetén azonban akár 3 km összletvastagságot is elérhetnek. A holland partok előterében 5000 év óta a tenger irányában egymás elé lerakódó homokzátanyoknak a Rajna-deltából származó anyagát a hullámtörés halmozza fel. Hasonlóak ehhez a Mexikói-öböl iszapsíkságainak homoksáncai (I. kötet, 10.6124. fejezetrész).

A vizalatti dűnék belső szerkezetét táblás, a kisebb fodrokét íves és vályús ferderétegzés jellemzi. A ferderétegek dőlése gyakran kétirányú a homoktest tengelyéhez képest; a homoktestek közti mélyedésekben azonban azok csapását követi. A wattokban és a homokpart lábánál gyakorian a homok és aleurit flázeres és horizontális-lemezes rétegenségét észlelték. A parttal párhuzamos homoktestekben viszont kitüntetett dőlésirány nélküli táblás keresztvétegenséget is megfigyeltek.

A sorozatvastagság 5, max. 20 cm. A sorozathatárokon gyakoriak az áramlási és hullámfodrok (17.23217. fejezetrész), sekély vízborítás alatt a nyelv alakú és a romboéderes fodrok. Az érettség magasfokú. Gyakori a torlatos nehézásványdúsulás. A szemcsenagyság az árapálysíkosságokon a legnagyobb, a part mögöttés részein kisebb (I. kötet, 10.31 ábra). Az osztályozottság is itt a legjobb (1,1–1,23); a wattokban kissé rosszabb. Regressziós üledéksorokban a szemcsenagyság fölfelé növekszik (I. kötet, 10.33 és 10.34 ábra). A parti homokok sima, fényes szemcséin erős gömbölyítettség nem észlelhető. A szemcsék hossz tengelye merőleges a homoktest tengelyére. Az üledékek szürke színűek. Ásószervezetek csak a csön-des vízü részekben vannak, az árapálysíkosságokon hiányzanak.

**20.724 Sekélytengeri homokok.** Terjedelmes lepleik horizontálisan finomlemezesek, csak a partok közelében ívelt-vályús szerkezetűek. Rétegeik vastagsága a szemcsenagysággal növekszik, de többnyire < 5 cm. A felső réteglapokat a part mentén áramlási és hullámfodrok fedik, a nyíltvízi rétegek többnyire símák. Az üledék jól osztályozott, nagy érettségi fokú, a finom frakció javára aszimmetrikus eloszlású, fényes, sima felületű, finom homok, amely aleurittal és agyaggal váltakozik (20.1—20.4 tábla). Durvább homok csak a part menti homokzátanyokon és barázdáknak van. Gyakoriak az ásószerkezetek, az epi- és infauna, az ásványok közül a glaukonit (22.3122. fejezetrész). Az agyagos közbetelepülések anyagában a bór és a vanádium dúsul.



20.28 ábra. Nagy méretű eolikus ferderéteg-sorozatok a júra időszaki Navajo Homokkőben (USA). — Foto: HAMBLIN, W. K. in PETTIJOHN—POTTER—SIEVER, 1972

**20.725 Mélytengeri homokok.** Anyaguk zagy-áramok által beszállított, áramlásirányban finomodó, néha 100 km-nél is hosszabb, nyelv alakú, a konturítottok esetében pedig (I. kötet, 9.22. fejezet) a part menti mélyáramlásokkal párhuzamosan rendezett. A rendszerint éretlen vagy csak kissé érett (közöttörmelékes) üledék alsó réteglapját számos talpjegy borítja (25.7. tábla). A szemcsék kerekítettsége független azok nagyságától. A mélytengeri környezetbe jutott turbidit (25.7. tábla: 4) sekélyvízi eredetét áthalmozódott ősmaradványai bizonyítják.

**20.726 Tavi homokok.** Meglehetősen ritkák; főleg a hullámszásnak kitett partokat vagy a folyódelták környékét szegélyezik. A tavak belsejének üledékei túlnyomórészt agyagosak, a lefolyástalan tavakéi pedig evaporitosak. A sivatagi és félsivatagi tavakhoz csatlakozó parti lagúnákat gyakran eolikus dűnék borítják (25.41 ábra).

**20.727 Eolikus homokok.** Az ezek keletkezésével és felhalmozódási formáival foglalkozó 6. fejezetet (az I. kötetben) a következőkkel egészítjük ki [l. még HAVHOLM—KOCUREK (1988)-at is].

A barkánok, a hosszanti és a csillagdűnék jelenlegi aránya a Szaharában 5:72:23. A Colorado-fennsíkon viszont a barkánok vannak túlsúlyban (I. kötet, 6.26 ábra). A szélfújta dűnék görgeteget, aleurítot és agyagot általában nem tartalmaznak. Helyenként azonban összetapadt agyagszemcsékből (I. kötet, 6.21 ábra), vagy ooidokból (I. kötet, 10.53—10.54 ábra) álló dűnékkel is találkozunk.

A dűnék többnyire meredek (25—35°-os), táblás vagy ék alakú ferderétegenségének szöge fölfelé csökken. A hosszanti és csillagdűnénél a szélirány változása következtében a ferderétegzés dőlésiránya is változik; a vályús ferderétegzés mégis ritka. Az eolikus homokok ferderétegzési irányai többnyire eltérnek a

zatuk lejtésirányától. A ferderéteg-sorozatok — különösen a dűnék alsó részében — nagyon vastagok (10—>20 m: 20.28 ábra). A sorozatok felszínét gyakran nagy hullámhosszúságú, de kis magasságú áramlási fodrok borítják. Az eolikus dűnehomokok felismerését könnyű- és nehézásványaik szemcsenagyság-eloszlása is megkönnyíti.

A sivatagi futóhomokok átlagos szemcsenagysága 0,1 mm alatt van, a dűnék jól osztályozott homokjaié azonban többnyire 0,15 és 0,35 mm közé esik. Szemcsegörbék a finom részleg javára aszimmetrikusak. Független irányban a szemcsenagyság csak kevéssé változik. 3 cm átmérőt is elérő kavicsoknak nagyfodrokká való felhalmozódását igen alacsony hőmérsékletek és igen nagy szélességeik esetén csak az Antarktiszon észlelték. A jelenkori parti dűnék szemcséinek gömbszerűsége FÜCHTBAUER (1970) szerint kisebb, a kerekítettsége viszont nagyobb, mint az anyagukat szolgáltató parti homokoké. A szemcsék megmunkáltsága — az ezt kiváltó idő rövidsége miatt — inkább csak a szemcsék fényének tompulásában nyilvánul meg. A szemcsék elhelyezkedése irányítatlan. Az ismét folyóvízbe került futóhomokot a folyóvízi szállításától nehéz megkülönböztetni. Az eolikus homokok azonban általában kövületmentesek.

A futóhomokbuckáknak növényzettel borított vagy művelés alatt álló területekre való benyomulása (20.5. és 20.6. tábla) azok elsivatagodását okozza.

Növényzettel megkötött futóhomok Magyarország felszínének >15%-át borítja. A legnagyobb futóhomok-területek a Duna-Tisza közén, az Alföld É-i, ÉK-i és ÉNy-i részén (pl. a Nyírségben) és Belső-Somogyban vannak. Lepleik vastagsága néhány cm és 28 m között ingadozik, fekvőjük többnyire folyóvízi üledék. Egyesek, pl. a tiszaroffi homokbuckák anyaga valóban a folyó menti alluviális síkságokról származik; túlnyomó részüket azonban a szárazzá vált Alföld

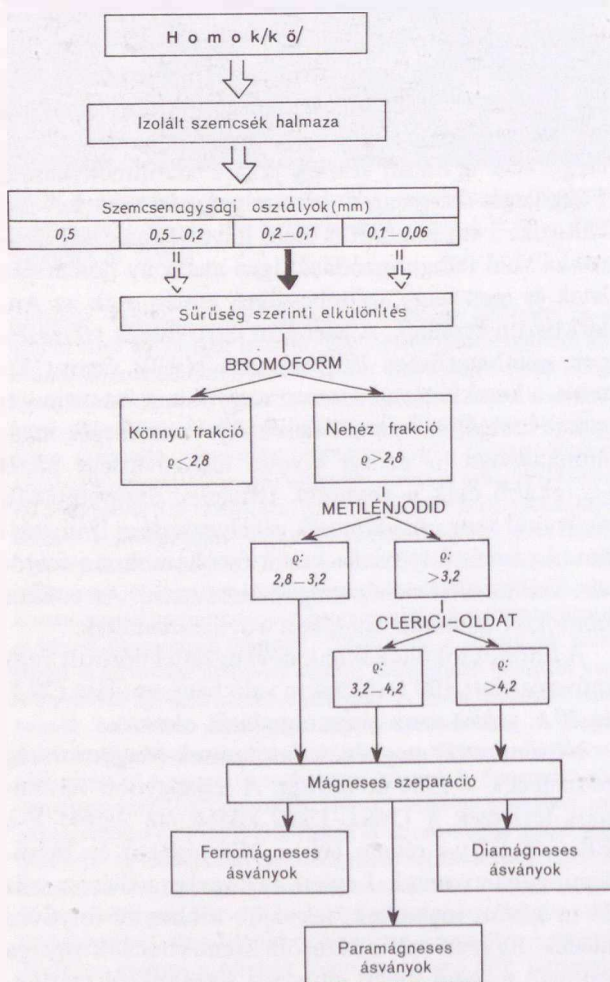
peremi hordalékkúpokról főleg a würmi glaciális hideg-száraz éghajlata idején fúvó É-i, ÉK-i és ÉNy-i szelek halmozták fel (MAROSI 1967; BORSY 1974, 1987). A fiatalabb homokok anyagát több — a klíma csapadékosabbá válását bizonyító — *talajszint* tagolja: ezek korát növénymaradványaik  $C^{14}$ -es módszerű vizsgálatával lehet megállapítani. A buckák beerdősődéséhez kapcsolódnak azok *kovárványcsikjai* is (I. kö-

tet, 2.36 ábra). A színes ásványok mennyisége a vulkáni hegységeink közelében levő buckákon a legnagyobb (18–30%). E hegységektől távolodva a kvarc részaránya 98%-ot is elérhet. A homokszemcsék általában Belső-Somogy és a Duna-Tisza közének területén a legkoptatottabbak. Az új-pleisztocén és óholocén folyóteraszokon található futóhomok-foltok tömege már nem számottevő.

## 20.8 AZ ARENITEK VIZSGÁLATA, JELENTŐSÉGE ÉS HASZNOSÍTÁSA

### 20.81 VIZSGÁLATI ELVEK ÉS MÓDSZEREK

A homoküledékek és -közetek terepi és mélyfúrási makroszkópos leírása során azok következő jellegeit kötelező följegyezni:



20.29 ábra. A nehézásványok méret, sűrűség és mágneses érzékenység szerinti elkülönítésének folyamatábrája

(a) *Általános tulajdonságok*: szín, szag, nedvesség, tömegsűrűség, az állékonyság és kötöttség foka, tömörség, porozitás, tapintás, törés; a szemcsék fényezettsége; ősmaradványtartalom.

(b) *Közetszövet*: átlagos szemcsenagyság s az ennél finomabb, ill. durvább alkotók részaránya; a szemcsék alakja (éles vagy kerekített volta, gömbölyűsége); a szemcsék osztályozottsága, a rétegen belüli gradáció módja; a szemcsék irányítottsága, az ősmaradványok elhelyezkedése.

(c) *Anyagi összetétel*: az allotigén szemcsék, az alapanyag és a cement minősége, részaránya, térbeli eloszlása, kristályossági foka; a mono- vagy poliminerális jelleg, a különleges ásvány- és kőzet-szemcsék, a szervesanyag-tartalom; az ásványok üde vagy mállott volta.

(d) *Közetszerkezet*: a rétegeesség módja, a rétegek és réteglemezek méretei; a réteglapi és rétegbelseji szerkezeti bélyegek; a diszkordanciák s a rétegsoron belüli ciklicitás módja és mérete.

(e) A kőzet fáciására utaló egyéb bélyegek.

A laboratóriumi vizsgálatnak elsősorban a mechanikai összetételnek, a szemcsék, a mátrix és a cement anyagi és alak tulajdonságainak, illeszkedési módjának az I. kötet 15. fejezetében vázolt elvek szerinti pontosítására kell törekednie. Ez részint szitasorozatok és ülepítő berendezések, poroziméterek, részint a teljes és részleges kémiai elemzés, mikrokémiai eljárások, DTA—DTG- és röntgenkészülékek, valamint térhatású és polarizációs fénymikroszkópok, katódlumineszcenciás és elektronmikroszkópok használatát igényli. A földpát- és karbonáttartalom vizsgálata festési eljárásokkal, a Fe-, Mn-, Zn- és Sr-tartalmú karbonátoké proton-, a ritkább szilikátoké elektronmikroszondával történik. Hasznos tájékoztatást nyújthat az ülepedés, ill. a dia- és epigenezis fizikai körülményeinek megállapításakor az egyes ásványokba beépült stabil oxigén, szén, kén, urán izotópok vizsgálata. A kvarc-szemcsék  $^{18}O/^{16}O$  arányának nagyságából pl. azok származására és képződési hőmérsékletére lehet következtetni. A magmás eredetű kvarc-szemcsék ui. az elfogadott standardnál 0,94–1,03%-kal több  $^{18}O$ -t tartalmaznak. A metamorf kőzetből

származóknál a többlet 1,02—1,67% körül van. Az autigén kvarcsemcsék  $^{18}\text{O}$ -többlete — a helyi hőmérsékleti feltételek szerint — 1,28—2,68% között ingadozik (ZSABIN 1970).

A geofizikai módszerek közül a karotázsmérés a homok(kő)testek pontos vastagsága, a geoszeizmika azok horizontális kiterjedése és alakváltozása felől tájékoztat.

A mindezek alapján nyert képet azonban csak a kőzet ősmaradvány-tartalmának teljes paleoökológiai és rétegtani feldolgozása teszi teljessé.

\*\*\*

A kis mennyiségek miatt a lehető legnagyobb pontossággal és a reprodukálhatóságot biztosítva kell eljárni a *nehézasványok* vizsgálatakor. Már a kőzetből való kiszabadításukat is úgy kell megoldani, hogy eközben se a jellemző alakjuk, se más tulajdonságaik ne változzanak meg.

Az elkülönítés (20.29 ábra) első lépése a homokszemcsék méret szerinti differenciálása. Ez laza homokból közvetlenül, erősen kö-

tött homokkövekből pedig a cementanyag kioldása vagy diszrupciós eljárások révén történik. A differenciálás (pl. szitálás) során elkülönítjük egymástól a homok(kő) kőzet- és ásványtöredékeit, s az utóbbiakból viszonylag homogén méretfrakciókat állítunk elő. Ezután ezek közül kiválasztjuk azt, amelyik megítélésünk szerint a kőzet nehézasvány-tartalmának jellemző hányadát tartalmazza. Ennek során azt kell szem előtt tartani, hogy (1) a nehézasványok mindig a kisebb szemcsoportokban a leggyakoribbak; (2) a nehézasványokra alapozott földtani következtetés csupán akkor megbízható, ha a kőzet modális szemcsemérete a kisebb szemcsoportokra vagy azok közelébe esik (PETTIBOHN—RIDGE 1932; MIHÁLTZ 1937).

A sűrűség szerinti szeparációt különböző sűrűségű (fajsúlyú) *nehézfolyadékok* alkalmazásával, és centrifugálással vagy anélkül, többlepcsoössze tehetjük (KRUMBEIN—SLOSS 1963; MOLNÁR 1971). Az eltérő sűrűségű szeparátumok alkotóit mágneses szuszceptibilitásuk alapján különítjük el. A ferromágneses ásványok ui. már kisebb mágneses térerő (kézi mágnes) segítségével is kiemelhetők a para- és diamágneses ásványok közül. Az utóbbiak az elektromágneses szeparátor térerősségének növelése útján, a paramágneses ásványok pedig fajlagos mágneses szuszceptibilitásuk segítségével választhatók el egymástól.

A szeparátumok átlátszó nehézasványai fénymikroszkóp alatt, az átlátszatlanok pedig mikrokémiai reakciókkal azonosíthatók. Elegendő szeparátum-mennyiség esetén azonban bármely más fizikokémiai módszer (DTG, röntgen, elektronmikroszkop) is igénybe vehető.

## 20.82 JELENTŐSÉG ÉS HASZNOSÍTÁS

A homokok és homokkövek a Föld üledékburkának igen gyakori és nagy elterjedésű képződményei. Fő tömegeik a szárazulati és sekélytengeri medencék, valamint a sziliciklasztos selfek üledéksoraihoz kötődnek. Egy részük azonban — vízalatti tömegmozgások révén — a kontinentális lejtőn át az óceánok abisszi-kus síkságain halmozódik fel. Kifejlődésük általában híven tükrözi keletkezésük körülményeit, ezért az ősföldrajzi következtetések kimeríthetetlen forrásai közé tartoznak. A földtörténet folyamán alkalmas élőhelyek nyújtásával segítették a tengeri és szárazulati élet-társaságok elterjedését és differenciálódását. Porozitásuk révén legfontosabb szabályozói a fluidumok — a víz, a kőolaj és a földgázok — földalatti mozgásának és tárolódásának. A felszíni homok(kő)testeken kialakult talajok mezőgazdasági hasznosíthatósága nemcsak azok ásványi összetételétől és számos előnyös tulajdonságától, hanem elsősorban a talajvíz mélységétől függ. A felszínközeli víztartók megcsapolásával egészséges ivóvíz, a mélyebb víztartókból meleg sós-vizek nyerhetők. A mélyfúrásokkal felszínre hozott szénhidrogének részint a jelenkor legfontosabb, korlátlanul osztható és szállítható energiaforrásai, részint a szerves vegyipar nyersanyagai.

A mechanikai aprózódás termékeinek osztályozódása révén a folyóvízi, tó- vagy tengerparti homoktorlatokon hasznosítható *nehézasványok* — pl. arany, platina, monacit, különböző ércek, valódi és féldrága-

kövek, oxigénszegény környezetben pirit — halmozódhatnak fel. Ezenkívül a legnagyobb üledékes *urán-érctelepek* is homokkövekhez kötődnek.

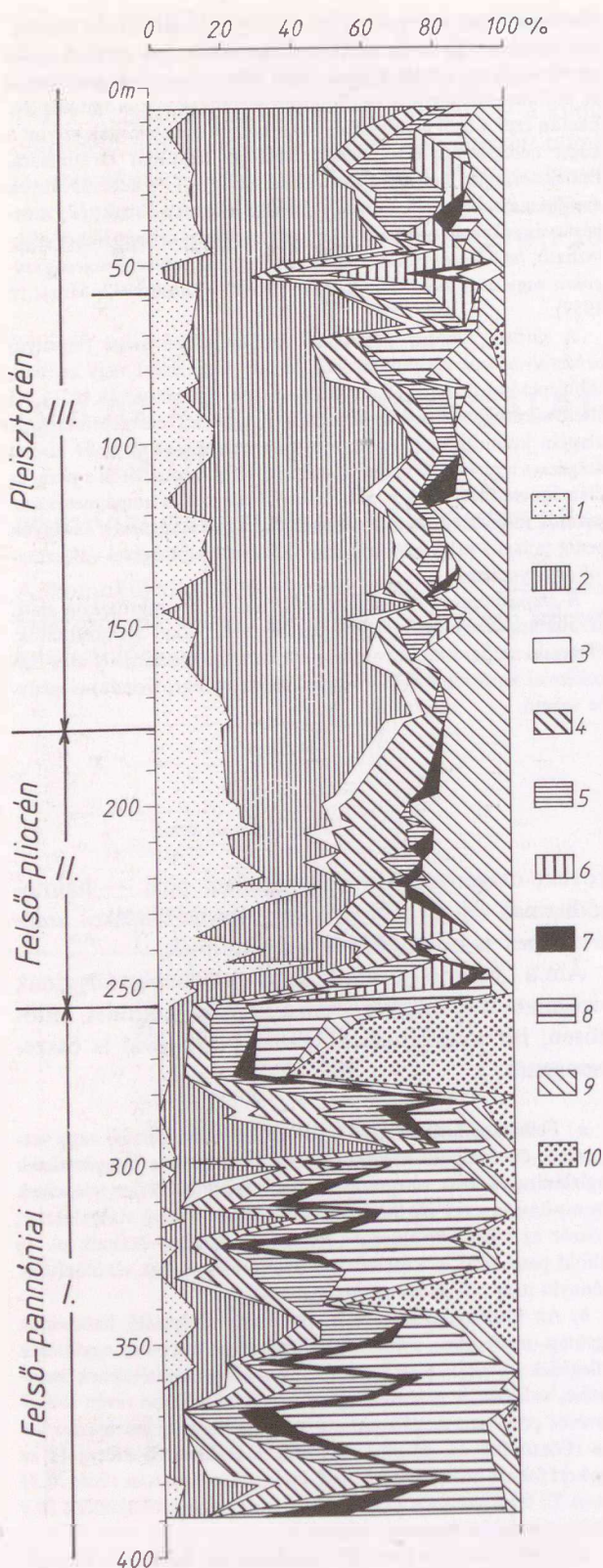
Am a „meddő” homoküledékek nehézasványainak vizsgálata is sokrétűen segíti a földtani kutatást, különösen, ha eredményei más vizsgálatokéval is összehasonlíthatók.

a) Felhasználható a nehézasvány-társulások elemzése nagy vastagságú, de ősmaradványokban szegény homokos rétegösszletek taglalására és azok rétegcsoportjainak, hasznos ásványtelepeinek azonosítására vagy párhuzamosítására. Ilyen irányú vizsgálatokat először az USA szénhidrogén-területein végeztek. Nálunk pl. az Alföld pannóniai és kvarter üledéksorai ciklusainak elkülönítését könnyíti meg (20.30 ábra).

b) Az üledékképződés és a diagenezis szelektáló hatásainak együttes mérlegelése mellett az allotigén nehézasvány-együttesek jellegének s a feltételezett forrásterület ásványi összetételének összetevése, valamint a nehézasvány-provinciák kijelölése révén többé-kevésbé pontosan megállapítható a törmelékanyag származási helye (FÖLDVÁRI—H. MOLNÁR 1968b), a szállítás fő iránya és az egykori folyók hordalékkúpjainak kiterjedése (MOLNÁR 1966; 20.31 ábra). Ez természetesen a talált nehézasványok genetikájának a 20.3 táblázaton vázolt ismeretét feltételezi.

Egy adott vízfolyás homokjának ásványtani összetétele lényegében vízgyűjtőjének ásványtani jellegét tükrözi. Ezért az ásványtani összetétel rétegsoron belüli (időbeli) megváltozásából az ősföldrajzi helyzet módosulására lehet következtetni.

A könnyen és a nehezen málló nehézasványok ciklikus arányváltozásából STATTEGER (1989) szerint a befogadó medence hátterében lejajlott tektonikai mozgások útjei is kiolvashatók. A mállásra hajlamos gránát dominanciája ui. jelentős kiemelkedéssel jár



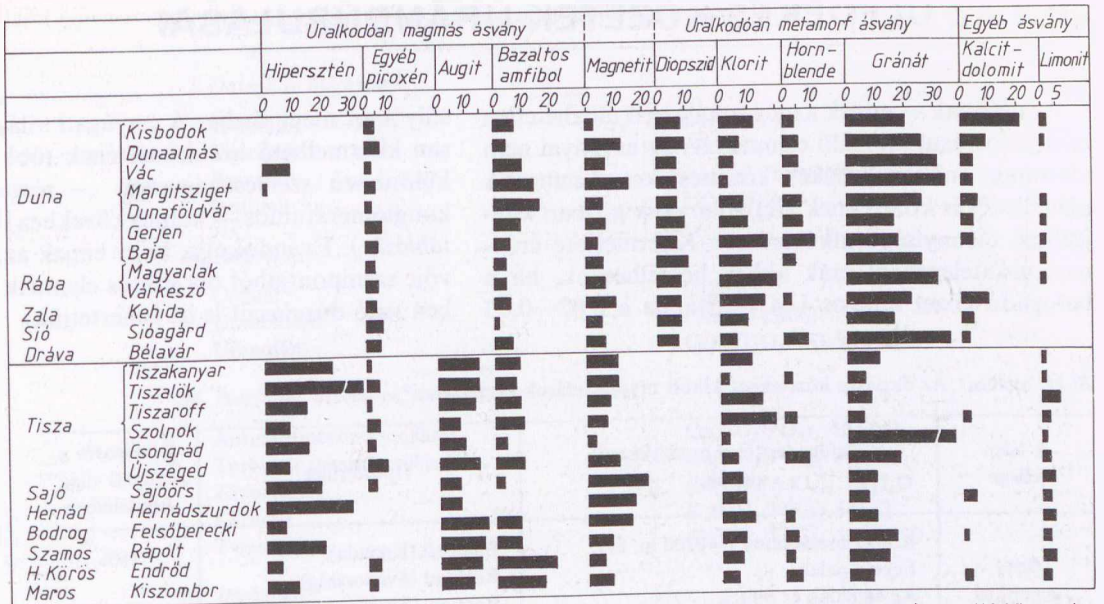
mozgási szakasz(ok)ra (kollízióra) utal. A jóval ellenállóbb epidotnak a gránáttal szembeni uralomra jutása viszont olyan nyugalmi periódus(oka)t jelez, amelye(ke)t a háttér domborzati energiájának csökkenése mellett a kémiai mállásnak nedves-meleg éghajlaton történt fölerősödése jellemez. A jelenség a Stájer-medencén kívül a Szombathely-II. sz. fúrás rétegsorában is észlelhető volt (20.32 ábra).

c) Támpontot nyújthat a nehézásvány-vizsgálat bizonyos hasznosítható ásványok (főleg ercek és drágakövek) dúsulási irányának közvetlen vagy — kísérő ásványok megállapítása útján történő — közvetett kijelöléséhez, valamint az üledékanyaghoz keveredett piroklasztitok felismeréséhez (pl. KRIVÁN—RÓZSAVÖLGYI 1964; BALOGH—KOVÁCS 1981).

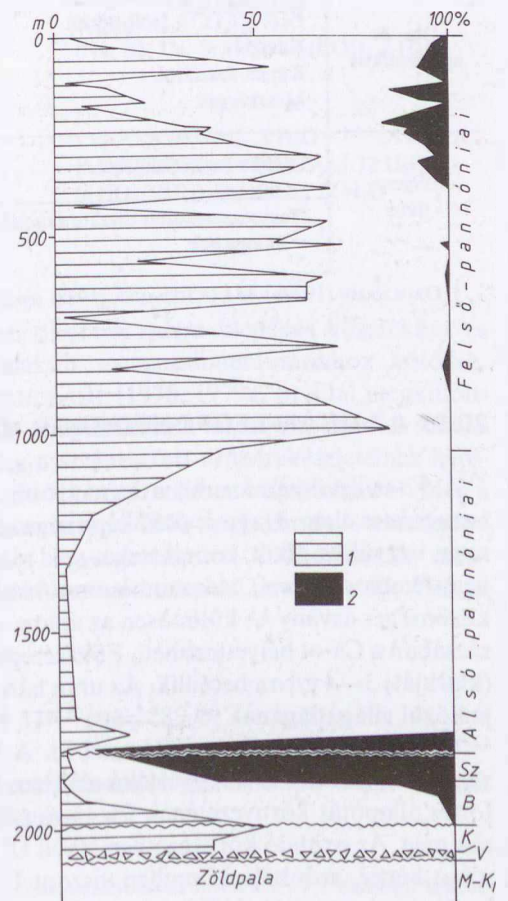
A szabadon mozgó futóhomok megsemmisíti a természetes és a telepített növényi kultúrát s az emberi településeket. A laza homok nemcsak közvetlenül — a leomlása révén — veszélyezteti az alapozási és mélyépítési munkálatokat s a bányászatot, hanem közvetve, a benne mozgó víz gyors leadásával is tetézi a kárt. Rendkívül hasznos viszont az areniteknek a rajtuk átszivárgó víz szennyeződéseit visszatartó, s pl. az ún. parti szűrészű kutaknál jól kihasznált tisztító hatása. Az erősebben kötött homokkövek az építő- és díszítőipar, a kvarcitok az őrlőkő- és csiszolópor-gyártás, a vasmentes kvarchomokok és homokkövek az üvegipar alapanyagai, s az utóbbiak öntödei célokra is felhasználhatók. A glaukonitos homokköveket régebben kálium-szegény talajok javítására alkalmazták. A közönséges homokok — oltott mész hozzáadásával — habarcsként hasznosíthatók.

20.30 ábra. Az Erdőtelek-1. sz. fúrás felső-pannóniai-pleisztocén rétegösszetételének némileg egyszerűsített mikromineralógiai szelvénye, GEDEONNÉ RAJETZKY M. (1976) nyomán

1. Hematit, magnetit, ilmenit, leukoxén. — 2. Gránát. — 3. Disztén, staurolit, kloritoid. — 4. Epidot, piztácit, piemontit, zoizit, klinozoizit. — 5. Antofillit, tremolit, aktinolit, glaukofán, sillimanit; zöld amfibol; barna amfibol. — 6. Hipersztén; augit. — 7. Biotit. — 8. Klorit. — 9. Rutil, brookit, anatóz, cirkon, titanit, apatit. — 10. Limonit, pirit, karbonátok, agyagásványok, közzettörmelék.



20.31 ábra. A Duna-, ill. Tisza-vízvidéki folyók hordalékának nehézásvány-spektrumai, MOLNÁR B. (1966) szerint



20.32 ábra. A gránát (1) és az epidot (2) szemcsék százalékarányának változása a Szombathely-II. sz. fúrás negen rétegeiben RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA szerint  
 SZ: szarmata. — B: bádeni. — K: kárpáti. — M-K<sub>1</sub>: malm-alsó-kréta. — V: vetőbreccsa.

## 20.9 AZ ÜLEDÉKES KÖZETEK URÁNDÚSULÁSAI

Az uránnak — ennek a még sokáig nélkülözhetetlen energiaforrásul szolgáló elemnek — az ásványai nem alkotnak önálló üledékes köztetteket. Szemcséik más üledékes kőzeteknek általában csak g/t-ban kifejezhető mennyiségű alkotórészei. Kitermelésre érdemes urántelepekről csak akkor beszélhetünk, ha a befogadó kőzet átlagos  $U_3O_8$ -tartalma a 0,02—0,03

súly%-ot meghaladja. A „nyugati világ” gazdaságosan kitermelhető uránkészletének több, mint 50%-a különböző szemcsenagyságú — részben kavicsos-konglomerátumos — homokkövekhez kötődik (20.11 táblázat). Ez indokolja, hogy ennek az emberiség jövője szempontjából oly fontos elemnek más kőzetekben való dúsulásait is itt ismertetjük.

20.11. táblázat. Az üledékes kőzetekhez kötött urándúsulások teleptípusai\*

A telep jellege	Befogadó kőzet és szerkezeti alakulat	Típusterület	Részesezés a „nyugati világ” készleteiben
Szin- genetikus	Konglomerátumok (~2200 m. év) Fekete palák Agyagpalák és fillitek Foszfátok Barnakőszén és lignit	Elliot-tó (Kanada) Ranstad (Svédország) Forstau (Ausztria) Florida (USA) Észak- és Dél-Dakota (USA)	16%
Dia- és epigenetikus	Homokkövek {sztratiform roll-típusú	Colorado-fennsík (USA) Wyomingi-medence (USA)	} 36%
	Karszt Karszt-foszfátok Mészkerégek	Bighorn (USA) Bakouma (ZAR) Yeelirie (Ausztrália)	
Poligene- tikus	Diszkordanciafelületek	Jabiluka (Ausztrália)	15%
	Hegység szerkezeti diszkordanciák és egyebek		28%

\* DAHLKAMP (1979b) és FÜCHTBAUER (1988) nyomán.

### 20.91 AZ URÁN LEGFONTOSABB GEOKÉMIAI TULAJDONSÁGAI

A 92-es rendszámú urán a legnagyobb atomsúlyú természetes elem. Nagy reakcióképessége révén könnyen vegyül és alkot komplexeket sok más fém és nem-fém elemmel, valamint anionokkal. Néhány közönséges ásvány — különösen az apatit — kristályrácsában a Ca-ot helyettesítheti. Földkéregbeli átlagát (klarkját) 3—4 g/t-ra becsülik. Az urán három izotópjából világátlagának 99,28%-át a  $^{238}U$ , 0,71%-át a  $^{235}U$ , 0,006%-át pedig a  $^{234}U$  teszi ki. A földfelszín viszonyai között 4 és 6 vegyértékű alakban fordul elő. Ionos állapotát környezetének Eh viszonyai határozzák meg. Az oxidáló környezetben stabil  $U^{6+}$  oldható sókat képez, redukáló közegben viszont  $U^{4+}$  alakba kerül, és pl. uraninit ( $UO_2$ ) vagy coffinit ( $USiO_4$ ) formájában kicsapódik. Az  $U^{6+}$ -vegyületek oldhatósága ezen ion komplex-alkotó képességéből következik. A nagy ionpotenciálú  $U^{6+}$ -ból ui. savas közegben uranil-csoport ( $UO_2$ ) $^{2+}$ , lúgosabb közegben pedig uránát-csoport ( $UO_4$ ) $^{2-}$  képződik. Ezek viszont a közön-

séges anionok (pl. a  $CO_3^{2-}$ ,  $HPO_4^{2-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ) egész sorával stabilis komplexeket képeznek. Ez a viselkedés az uránt felszínközeli környezetekben rendkívül mozgékonyra, megjelenési módját igen változatosra teszi [ezt az U-tartalmú ásványok (20.12 táblázat) nagy száma bizonyítja]. Ezenfelül még ősi teleptípusainak a földtörténet folyamán újakkal való fölcserélődését is megmagyarázza.

Az archaikum és óproterozóikum folyamán a magmás és metamorf kőzetekből kiszabadult urán — a légkör  $O_2$ -szegénysége következtében — torlatásványként halmozódott fel. Ebben a légkörben sem a redukált U-ásványok, sem a velük társult szulfidok nem oxidálódtak, csak mechanikailag koptak és aprózódtak. Az atmoszféra  $O_2$ -tartalmának kb. 2,2 milliárd évvel ezelőtt megindult emelkedése azonban ennek lehetőségét megszüntette. Az urán azóta oldott alakban szállítódik, és vagy tengeri szapropélitekben és foszforitokban, vagy lignitekben dúsul, vagy homokos

## I. Oxidok és hidroxidok

Uraninit . . . . .	UO <sub>2</sub>
Thorianit . . . . .	(ThU)O <sub>2</sub>
Brannerit . . . . .	(U, Ca, Th, Y) (Ti, Fe) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>
Ianthinit . . . . .	UO <sub>2</sub> /(OH) <sub>2</sub>

## II. Szilikátok

Coffinit . . . . .	U(SiO <sub>4</sub> )
Uranothorit . . . . .	(Th, U) (SiO <sub>4</sub> )
Uranofán . . . . .	CaH <sub>2</sub> (UO <sub>2</sub> /SiO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 5 H <sub>2</sub> O

## III. Foszfátok, arzenátok, vanadátok

Autunit (mészuráncsillám) . . . . .	Ca(UO <sub>2</sub> /PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 10 H <sub>2</sub> O
Torbernit (rézuráncsillám) . . . . .	Cu(UO <sub>2</sub> /PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 8 H <sub>2</sub> O
Zeunerit . . . . .	Cu(UO <sub>2</sub> /AsO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 10 H <sub>2</sub> O
Carnotit . . . . .	K <sub>2</sub> (UO <sub>2</sub> /VO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 3 H <sub>2</sub> O
Tujamunit . . . . .	Ca(UO <sub>2</sub> /VO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 5—8 H <sub>2</sub> O

## IV. Karbonátok

Rutherfordin . . . . .	(UO <sub>2</sub> )CO <sub>3</sub>
Zellerit . . . . .	Ca[UO <sub>2</sub> /(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> ] · 5 H <sub>2</sub> O
Liebigit . . . . .	Ca <sub>2</sub> [UO <sub>2</sub> /CO <sub>3</sub> ] <sub>3</sub> · 10 H <sub>2</sub> O
Grimselit . . . . .	K <sub>3</sub> Na[UO <sub>2</sub> /(CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> ] · H <sub>2</sub> O
Mckelveyit . . . . .	(Na, Ba, Ca, Sr, Rf, U) <sub>9</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>9</sub> · 5 H <sub>2</sub> O

## V. Szulfátok

Johannit (uránvitriol) . . . . .	Cu[UO <sub>2</sub> (OH)SO <sub>4</sub> ] <sub>2</sub> · 7 H <sub>2</sub> O
Zippeit (uránvirág) . . . . .	[6 UO <sub>2</sub> /3(OH) <sub>2</sub> · 3 H <sub>2</sub> O/3 SO <sub>4</sub> ] · 12 H <sub>2</sub> O
Uranopilit (uránokker) . . . . .	[6 UO <sub>2</sub> /5(OH) <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O/SO <sub>4</sub> ] · 12 H <sub>2</sub> O

\* RÖSLER (1984) nyomán.

üledékekben — ezek szerves anyagának hatására — csapódik ki, vagy semleges Eh/pH viszonyok között koncentrálódik, és jó áteresztőképességű kőzetben az oxidációs fronttal együtt vándorol. Az uránérctelepek 90%-a felszíni vízfolyások és a talajvíz által létrehozott elemobilizáció és -koncentráció terméke.

A bázisos magmatitok átlagosan 1,7 ppm-nyi, a gránitok 3,6 ppm-nyi, a riolitok 5,0 ppm-nyi uránt tartalmaznak. Bár az üledékes kőzetek uránátalaga csak 2,7 ppm, a Föld uránérctelepeinek túlnyomó

része a fenti okokból mégis üledékes kőzetekhez és enyhén átalakult metaszedimentumokhoz kötődik. Az urán DAHLKAMP (1978, 1979a, b) által megkülönböztetett 19 teleptípusának ui. több, mint a fele, a nyugati világ nyilvántartott uránérckészleteinek kerében 72%-a üledékes kőzetekben helyezkedik el. Még a készletek fennmaradó 28%-ának zömét is a metaszedimentumok hegységszerkezeti diszkordanciái mentén kifejlődött uránérctelepek tartalmazzák (20.11 táblázat).

## 20.92 AZ ÜLEDÉKES URÁNDÚSULÁS FELTÉTELEI

Mivel az urán végső soron magmatitokból (gránit, riolit) és ezek önálló, elsődleges ércesedéseiből származik, az üledékes ciklusban játszott szerepe (1) e kőzetek eredeti urántartalmától, (2) a szállítását végző vízfolyások és talajvíz redoxpotenciáljától, valamint (3) a koncentrálásában részt vevő mechanikai, geokémiai vagy fizikokémiai tényezők részarányától függ. Ez utóbbit pedig a szállító közeg kémiai alkata s az üledék vagy kőzet alapanyagának összetétele határozza meg. Ezek alapján GALLOWAY—HOBDDAY

(1983) az urán üledékes dúsulásának ötféle módját különbözteti meg:

(a) Hidraulikus osztályozódás révén a 9—9,7 sűrűségű uránásványok finom szemcséi a folyómeder nagyobb méretű, de kisebb sűrűségű szemcséi között folyásirányban dúsulnak.

(b) Alacsony pH és Eh értékű közegben az U<sup>4+</sup> stabilis ásványok (pl. uraninit és/vagy coffinit) alakjában csapódik ki. E két ásvány stabilitásmezői nagyon közel esnek egymáshoz. Azt, hogy a kettő közül melyik válik ki, adszorbeáló anyagok távollétében az oldat SiO<sub>2</sub>-koncentrációja szabja meg. Coffinit ui. akkor képződik, ha az

oldat  $\text{SiO}_2$ -tartalma  $60 \mu\text{g/l}$ , urántartalma pedig  $100 \mu\text{g/l}$  fölé emelkedik.

Az  $\text{U}^{6+}$  rendes körülmények között oldékony  $\text{UO}_2^{2+}$  (uranil-) gyökének komplex ásványai — pl. a carnotit, az autunit vagy az uranfán — csak száraz éghajlaton, semleges körüli pH-n csapódnak ki. A kicsapódást a chilei Atacama-sivatagnak a párolgás miatt kis mélységű, oxidáló talajvizében részint a  $\text{CaCO}_3$  korai kiválása, részint a  $\text{CO}_2$  parciális nyomásának bomló növényi anyag hiányában való visszaesése biztosítja. A  $\text{HCO}_3^-$  mennyiségének csökkenése miatt túlsúlyra jutó vanadát-, foszfát- és szilikátgyökök az uranilgyökkel komplexálódva, a rendelkezésre álló  $\text{K}^+$ , ill.  $\text{Ca}^{2+}$  ionokkal a fenti ásványokká egyesülnek.

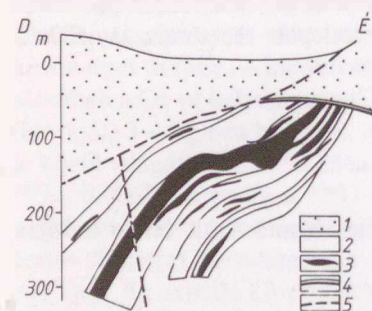
## 20.93 A NAGY ÜLEDÉKES URÁNDÚSULÁSOK BEFOGADÓ KÖZET SZERINTI OSZTÁLYOZÁSA

Kis klarkjából következően az urán nem alkot önálló telepeket; dúsulásai más üledékek felhalmozódási alakzataihoz kötődnek. Ez a kutatásuk és kitermelésük módját is meghatározó tény egyúttal első, nagyvonalú áttekintésüknek is alapjául szolgál.

A Föld legnagyobb urántelepei GALLOWAY és HOB-DAY (1983) szerint négy teleptípusba tartoznak. Ezek közül az első három —  $0,02$ – $0,03\%$ -os fémtartalom esetén — kitermelésre érdemes.

(1) A kvarckonglomerátumos típus legnagyobb előfordulásai a kanadai Elliot-tó környékén és a dél-afrikai Witwatersrand arany–urán lelőhelyén található. A kettő együttes készlete a Föld nyilvántartott uránkészletének kb.  $1/5$ -e. Hasonló,  $\text{O}_2$ -hiányos atmoszférában keletkezett konglomerátumok másutt is vannak, de jelentősebb mennyiségű uránt csak kevés tartalmaz. Ilyen kisebb telepek vannak pl. Ausztráliában, az USA-ban, Dél-Amerikában, sőt Európában is.

E telepek aljzatát a prekambriumi pajzsok gneiszei, gránitjai, metaszedimentumai és zöldpalái alkotják. Az ezekre települt,  $2,4$ – $2,8$  milliárd éves urántartalmú kőzetek részint hegységzöldes nedves



20.33 ábra. A réteghez és diszkordancia-felülethez kötött ausztráliai Jakiluba II. uránérctelep túlmagasítás nélküli vázlatos metszete, DAHLKAMP (1979b) nyomán

1. Komolgie-homokkő. — 2. Metamorfizált üledék. — 3. Uránérc. — 4. Eróziós diszkordancia-felület. — 5. Törésvonal.

(c) A fizikokémiai urándúsulás adszorpció, ionsere vagy komplexképződés útján valósul meg. Az adszorpció oxidáló és redukáló vízben egyaránt bekövetkezik, de erősen redukáló közegben irreverzibilis. Az adszorbensek (pl. az amorf titánhidroxid, a vas oxihidroxidjai, a tőzeg, a humuszsavak, a zeolitok, az agyagásványok, elsősorban a szmektitiek) hatásfoka  $5$ – $8,5$  pH értékek között a legnagyobb.

(d) Az együttes kicsapódás legfontosabb példája az uránnak az apatittrácsba, a Ca helyére való belépése. Beépülhet azonban az urán az amorf kovába (opálba) is.

(e) Biológiai folyamat az uránnak a diatoma-héjakra és a kokolitokra való beépülése.

hordalékkúpok és delták, részint kanyargó és fonatos vízfolyások zömmel táblás vagy vályús ferdelejtűségű, ciklusos felépítésű konglomerátumai és kavicsos homokkövei. Ezeket a szomszédos sekély tavak (vagy talán a tenger?) agyagpalás, mészköves és vastartalmú üledékeitől horizontális és vertikális irányban is deltaszegélyi földpátos kvarcarenitek különítik el. A pirittel, brannerittel (a Witwatersrandon arannyal is) társult uránérc anyagát a torianitnak a konglomerátum kavicsai között elszórt, néhány század mm és  $0,2$  mm közötti átmérőjű szemcséi alkotják. A konglomerátumok főleg telérkvarcból és kevés vulkanitból álló, jól lekerekített, osztályozatlan görgetegei kvarc + szericit + földpát + pirit szemcsékből összetett,  $10$ – $25\%$ -nyi mátrixba ágyazódnak. Az érc azokban az eróziós felszínnek felelt, tömör és piritben gazdag, durva konglomerátumokban a legdúsabb, amelyek meredek, de gyorsan csökkenő lejtők mentén halmozódtak fel. Az Elliot-tavi provincia 20-féle nehézásványa közül az uráninit  $50$ – $200 \mu\text{m}$ -os szemcséin kívül PRETORIUS (1981) szerint a brannerit, a coffinit, az uranotorit és a thucholit, valamint a cirkon, monacit és a xenotim a leggyakoribbak. Az esetleges másodlagos urándúsulások már a vízáteresztő gazdaközeten belüli dia- és epigenetikus elemmozgató eredményei. Ilyenek az Elliot-tó környéki érc törmeléken vas-titán-oxidok mállásából származtatott Ti-dús szemcséi, amelyek jelentékeny mennyiségű uránt adszorbeáltak. — Az urántartalmú rétegeket fedő fiatalabb prekambriumi lerakódások már eltérő ásványtani összetételű „vörös rétegek”-et és felső-tói jellegű, hematitos, szalagos vasérc formációt (27.63. fejezet) tartalmaznak.

A kvarckonglomerátumos urántelepek csak ritkán gazdasági értékűek. Az Elliot-tavi provincia  $0,13\%$ -os átlagos  $\text{U}_3\text{O}_8$ -tartalmával szemben a Witwatersrand ércsteineinek átlaga csak  $0,02\%$ . Ezért az itteni uránterelés csak az aranybányászat melléktermékeként gazdaságos.

(2) A diszkordanciafelülettel harántolt telérszerű típus azokhoz a vetődésekhez, breccsákhoz és törési övekhez kötődik, amelyeket az üledékhézag után rájuk települő üledéktakaró borít be (20.33 ábra). A telepek érc tartalma oldott — oxidált — állapotban való szállítódásról és redukációs viszonyok közötti kicsapódásról tanúskodik. Általában a gyűrt és metamorfizált alaphegység és a nem-metamorf középső-proterozóos homokkő-összletek (Athabasca, ill. Komolgie Formáció) határán helyezkednek el. Az ércesedés gyakran csak az alaphegységi képződményekre

szorítkozik, a fedő kőzetekben való folytatódása ritkább. A 2 és 1,6 milliárd év közötti időre eső ércesedés valószínűleg alacsony hőmérsékletű, hipergén uránfelhalmozódással kezdődött. A másodlagos hematiton, karbonátokon, kalcedonon és az alárendelt mennyiségű coffiniten és branneriten kívül a telepek uraninitet tartalmaznak. Az uránnak 6-értékű ( $UO_2^{2+}$  alakban való szállítódását az U/Th-arány magas ( $> 100$ – $1000$  közötti) értéke bizonyítja, hiszen a tórium csak az  $U^{4+}$ -t képes helyettesíteni. Az eddig felismert altípusok a következők:

(a) *Túlnyomóan rétegszerű (stratiform) telepek*, amelyek szingenetikusan, kontinentális környezetben keletkeztek, de másodlagosan tovább dúsultak. Az urán vagy egymagában jelenik meg, vagy Cu, Au stb. sokszor kinyerhető mennyiségeivel keveredik. Ide tartozik a kanadai Makkovik, a dél-ausztráliai Olympic Dam (Cu + Au), az afrikai „réz-övezet” (Cu + Co) és a Shinkolobwei (Katanga, Zaire) réztelep.

(b) *Réteghez kötött (stratabound) telepek* dia- és epigenetikusan, de túlnyomóan hidrotermális, sok esetben áthalmazott és feldúsult ércei elsősorban szerves szén tartalmú metaszedimentumokban, s a zöldpala vagy az amfibolitifációs karbonátjaiban található. Az ércet a klorit, a vas-oxid és vas-hidroxid rejti. A  $60$ – $300$  °C közötti hőmérsékleten képződött érc metamorfózis után helyben maradt. A telepek a diszkordanciafelület alatt csak  $300$  m mélységig terjednek, de szokatlanul nagy méretűek, urántartalmuk pedig a  $10\%$ -ot is meghaladhatja. Anyaguk a mellékkőzettől teljesen függetlennek látszik. Az észak-ausztráliai Jabiluka e csoportba tartozó ércestei a Föld legnagyobb telepei közé tartoznak. Hasonló telepek vannak még a kanadai Athabasca-medencében és a Keewatin-területen, valamint Nyugat-Ausztráliában.

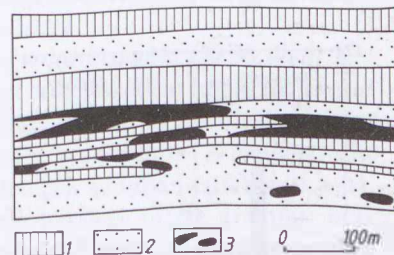
E teleptípus uránjának dúsulása valószínűleg abban a — részben még fennmaradt — regolittelepben indult meg, amely a több mint  $2200$  millió évvel ezelőtti redukáló atmoszférában keletkezett. Az  $O_2$ -tartalom növekedése folytán mobilizálódó urán azonban már kis mélységben redukálódva ismét kicsapódott, és a többé-kevésbé impermeabilis rétegek védelme alatt fennmaradt.

(3) *A homokkővekhez kapcsolódó érctelepek* hosszú ásványosodási frontokon helyezkednek el, vagy olyan izolált kőzettestek sorozatából állanak, amelyekben az urán a törmelékes szemcsék közötti pórusokban oszlik el. Ezek a telepek a befogadó kőzet sárgásszürke (redukált) és vörösbarna (oxidált) részleteinek határaihoz, vagy akár az oxidált, akár a redukált gazdakőzet egyes helyein kialakult érc koncentrációkhoz kötődnek. A kísérő fémek a molibdén, a szelén és — némely területen — a vanádium.

Az ide tartozó telepek folyóvízi-tavi vagy litorális és delta eredetű homokkővekhez kötődnek. Képződésüket a szárazföldi növények szilurbeli megjelenése tette lehetővé. Jelentős tömegeik a perm, a mezo- és kainozóikum rétegsoraiban található. Különösen a nagy júra–kréta, valamint az ó- és középtercier korú telepek ásványosodási stílusa egy új metallogéniai korszak beköszöntését jelzi. Nagy többségük ui. a feloxidált urán oldott alakban való szállítódásáról árulkodik. Ez a folyamat a kvarterben is folytatódott.

A homokkőves teleptípus az urán jelenlegi világtermelésének kb.  $40\%$ -át szolgáltatja. Széles elterjedésénél s az urándúsítás egyszerűségénél fogva a gazdaságilag legfontosabb teleptípusnak minősül. Főként (1) a szubdukciós övek és szigetiek háttérében levő terjedelmes medencékben, (2) az  $50$ – $250$  km széles hegy-séggközi medencékben és platformokon, valamint (3) a sekély selfeken belüli egykori öblökben alakult ki.

Befogadó kőzete igen jól osztályozott, ferderéteges, vízáteresztő, finom- és közepes szemű homokkő és arkóza, amelyet agyag és konglomerátum közbetelepülések tarkíthatnak. A homok- és agyagrétegek legkedvezőbb aránya  $1:1$ . Az ércettestet uránszurokérc, coffinit és karburán, valamint pirit és kalcit egyenlőtlen, finomszemcsés impregnációja alkotja; az urántartalom  $0,1$ – $0,4\%$ . A mállási eredetű másodlagos ásványok összetétele a V, Cu, Fe jelenlététől függ. Ezenkívül a carnotit, a tujamunit, a torbernit, az uranofán és az autunit a leggyakoribb. A kísérő elemek közül a Mo, Se és a V a legfontosabb. A szingenetikus ásványokat a medence belseje felé tartó, hűvös, oxidáló talajvízáramok alakították át. Egy részük azonban a bitumenes és mocsári kőzetekben fennmaradt. Ezek U-ja a szórt U-tartalmú magmatitoknak és azok elsődleges uránércesedéseinek lepusztulásából származik.



20.34 ábra. Réteghez kötött („penek-kordáns”) uránérctelepek vázlatos metszete DAHLKAMP (1979b) nyomán

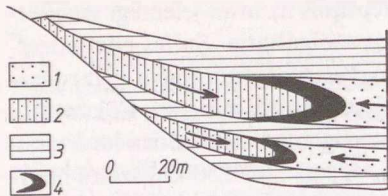
Az elmosódott határu ércettestek csak részben töltik ki a homokkőrétegeket.

1. Agyag (pala). — 2. Homokkő. — 3. Ércettestek.

### A legfontosabb altípusok:

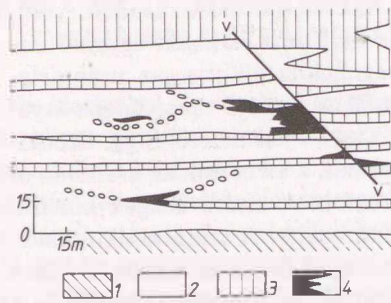
(a) *A csaknem konkordáns—táblás típus (20.34 ábra)* az ívmögötti medencékben (pl. a Colorado-fennsík perm és mezozoós kőzetekben) található. Az urán valószínűleg a redukáló jellegű formációvizek és a beszűremkedő,  $O_2$ -tartalmú talajvíz közötti lapos határfeületen csapódott ki. Ebbe a típusba tartozik az Andok és Előandok  $2500$  km hosszú urán-öve Argentínában, valamint a Niger-hegység és az Elbsandstein-hegység uránja is.

(b) *A fronteltolódásos („roll”-típus (20.35 ábra)* a hegy-séggközi medencékre (pl. a Wyomingi-medence felső-kréta, paleocén és eocén, a Mecsek hegység perm rétegeire) jellemző. A lapos dőlésű homokkővek talajvizéből a mindenkor redox-frontokon való áthaladás közben csapódott ki az urán.



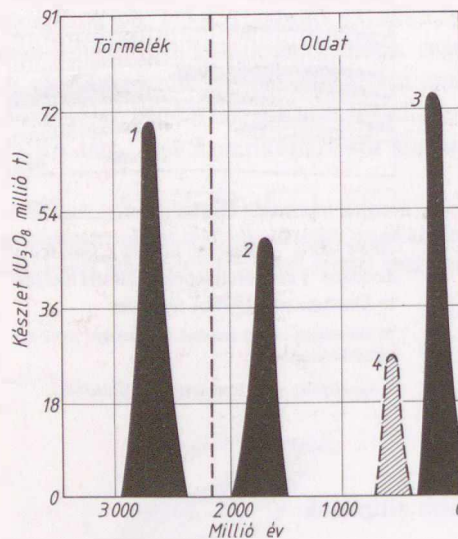
20.35 ábra. Roll-típusú, réteghez kötött uránércesedés vázlatos metszete DAHLKAMP (1979b) nyomán

1. Homokkő (szürke, nem oxidált). — 2. Homokkő (vörös, oxidált, hematittal). — 3. Agyagpala. — 4. Uránérc.



20.36 ábra. Homokkő/agyag váltakozását elmetsző vetődéshez (V-V) kötött, szabálytalan uránércetek vázlatos metszete DAHLKAMP (1979b) nyomán

1. Aljzat. — 2. Homokkő. — 3. Agyag. — 4. Uránércetek.



20.37 ábra. Az uránérc-dúsulás fő típusainak időbeli megoszlása és készletei ROBERTSON *et al.* (1978) nyomán

1. Kvarckonglomerátum. — 2. Őfelszínhez kapcsolódó „telértípus”. — 3. Homokkőhöz kötött érc. — 4. Agyagpálához kötött ércesedés.

(c) A törésmenti típus (20.36 ábra) olyan vízáteresztő szerkezeti övhez kapcsolódik, amelyből kiindulva a homokkőrétegek nyelvzerűen átítatódtak. Ez a típus az új-mexikói Grants Mineral Beltben (USA) az eredetileg táblás típusú ércetek anyagának törésmenti áthalmazódása útján fejlődött ki.

(4) A fekete palákhöz (black shales) és foszforitokhoz kötött urándúsulások valamennyije 1600 millió évesnél fiatalabb, többnyire azonban ópaleozóos üledék. Urántartalmuk — a homokkőves típusával együtt — a kéregbeli uránmennyiség újratekődő körforgásából származik; ezt azonban a közben felszínre került magmás kőzetekből felszabadult további uránmennyiség gyarapította. A zártabb epikontinentális medencék szerves anyagban és szulfidokban gazdag palái azonban kicsiny — néhány tucat vagy néhány száz ppm-nyi — U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-tartalmuk következtében nem képviselnek kereskedelmi értéket. Ennek ellenére — több száz km<sup>2</sup>-t felölelő elterjedésük következtében — mégis jelentős uránkészleteket tartalmaznak.

A svédországi Ranstad 15 m vastag felső-kambriumi alunitpálája felső 3–4 m-ének 0,03%-os U-tartalma az ún. kolm-betelepülésekben 0,3%-ra dúsul. A kolm a kennekőszénhez (III. kötet, 31.132. fejezetrész: a) hasonló anyag, amely 22%-nyi szerves anyagot és 13%-nyi piritet tartalmaz. — Az ausztriai Forstán permotriász korú, fillitesedett fekete paláinak 0,1–10 m nagyságú, erősen elkülönülő lencsési pirit, kalkopirit és más szulfidok mellett 0,08%-nyi U-t tartalmazó szurokércet (vagyis alacsony hőmérsékleten képződött kollomorfo UO<sub>2</sub>-t) zárnak magukba. Az U-t ezen üledék szerveszén-tartalma kötötte meg.

A tengeri foszforitokban a Ca helyére beépült U mennyisége 0,015%-ot is elérhet, és a foszforsavgyártás melléktermékeként hasznosítható. Ilyen pl. a floridai oligocén foszfáttelepe. — A Közép-afrikai Köztársaság újproterozóos dolomitjának karsztos üregeit kitöltő, legfelső-kambriumi korú, kovás-foszfátos üledék 0,25%-os U-tartalmának 90%-a apatithoz kötődik, 10%-a pedig torbernit és autunit alakjában van jelen (FÜCHTBAUER 1988).

Az urándúsulás négy fő típusának időbeli megoszlásáról és készleteiről a 20.37 ábra tájékoztat. Világosan kitűnik ebből a fő teleptípusok időbeli behatároltsága, ami egyértelműen a légköri oxigénmennyiség változásával magyarázható. Az archaikum és az ópóterozóikum redukáló légkörében az urán oxidos és szilikátos alakban stabilizálódott, nehézasványként szállítódott, és torlatokon dúsult. Ezenkívül a középső-proterozóikum előtti regolitokban koncentráltódott. A növényi fotoszintézis megindulása és az O<sub>2</sub>-mennyiség emelkedése folytán oldhatóvá lett urán diszkordanciafelületek alatt — és ritkábban ezek fölött is — különleges mértékben dúsult. Az újproterozóikum óta az urándúsulás főként a tengeri környezetekhez kapcsolódott; a szárazföldi növények megjelenése után azonban a szárazföldön is megindult. Igen nagy jelentőségűeké váltak a homokkővekhez kötött uránfelhalmozódások. Gyakori az urán köszenekben való dúsulása. Különlegességként megjelentek az urántartalmú beszakadási breccsák.

A beszakadási breccsákban kialakult urántelepek az arizonai Colorado-fennsík 1500 m vastagságú felső-karbon–perm homokkőből ismeretesek. Ez a homokkő 200 m vastagságú alsó-karbon mészkővön nyugszik, és egymást keresztező törések ezrei járják át. A homokkővön átszivárgó víz a mészkőben hatalmas üregeket oldott ki. Ezek beomlása a fedő homokkőben gyűrűszerű törésekkel körülvett, 50–200 m átmérőjű és néhány száz m mély kúrtókat

hozott létre. Az ezeket kitöltő törmelék többé-kevésbé kovásodott. A kitöltő anyagban kialakult többfázisú, közepes és alacsony hőmérsékletű ásványtársulások képződését Ni–Co–As-szulfidok, végül uranit és színes fémszulfidok kiválása követte, átlagosan 0,25% U-, 3,2% Cu- és 2,2% Si-tartalommal (WENRICH in FÜCHTBAUER 1988).

## 20.94 AZ ÜLEDÉKES URÁNÉRCTELEPEK GENETIKAI CSOPORTOSÍTÁSA

Az ásványosodásnak a befogadó kőzet leülepedéséhez viszonyított kora és az érctelepet kialakító áramlási rendszerek határfoka alapján az uránérctelepek GALLOWAY—HOBDAJ (1983) szerint három csoportba sorolhatók: (a) szingenetikus, (b) diagenetikus és (c) epi- vagy hipergenetikus telepek.

(a) A szingenetikus telepek a felszíni vízfolyások közreműködésével, a befogadó kőzet lerakódásával egyidejűleg keletkeztek. Ilyenek az óproterozóos kvarckonglomerátumok alluviális törmelékesei, valamint azok a jóval fiatalabb, urántartalmú fekete palák, amelyekbe a felszíni vizek oldott urántartalma leülepedésük közben épült be (20.38 ábra: A és B).

(b) A diagenetikus telepek szélsőséges pH–Eh viszonyoknál, nagy mennyiségű pórúsvíz jelenlétében jöttek létre. Az érc a már eltemetett üledékben mozgó, csapadék-eredetű talajvízből vált ki. Két, lényegesen különböző típusuk van (20.38 ábra: C és D):

(1) Ahol a csapadékvíz időszakos vízfolyások kiszáradó playa-tavakba vezet, ott mészkéreg keletkezhet. Ez utóbbiak urántartalma a komplexek képződését megakadályozó párolgás miatt megnövekedhet. Az ausztráliai Yeeliree-medencében nemcsak mészkéreg alakult ki, hanem evaporitok is lerakódtak. A zöldpalák vanádiumát a bennük mozgó talajvíz mobilizálta. A bepárolgás, az Eh emelkedése és a kioldott vanádium oxidációja folytán az urán is oxidált alakban, carnotitként vált ki.

(2) Ahol az urántartalmú talajvíz tavi vagy mocsári eredetű, szerves anyagban dús üledékeken hatol át, ott az adszorpció okozta

érckiválás réteghez kötött (stratabound), sőt helyenként rétegszerű (stratiform) lesz. Mivel a talajvíz áramlása a medence morfológiáját követi, az ásványosodás általában a leülepedett rétegben halad. Egyes rétegek vagy fáciesek ásványosodási foka mégis a talajvíz-áram módosulásáról árulkodhat. Az érc dúsulási iránya ui. keresztezi a rétegzést. Ezért az egyébként megfelelő befogadó kőzet egyes helyein semmi urándúsulás nem tapasztalható.

A barnakőszének szerves anyaghoz („karburán”-hoz) kötődő urántartalma többnyire 0,01% alatt marad. A dakotai felső-kréta néhány dm vastagságú telepeit azonban 0,4%-os urántartalmuk miatt az 1960-as években bányászták. — A németországi Stockheim alsó-perm kőszeneinek carnotit- és tujamunitartalmát egy fő törési övön felszálló hidrotermák epigenetikus és laterál-szekrécios hatásaiból származtatják (FÜCHTBAUER 1988).

A tavi, ill. a mocsári fácies közepén jelentkező urán-koncentráció helyenként — pl. a SZU későpleisztocén síklápjainak tőzegében, az arizonai Date Creek miocén, ill. a franciaországi Lodève perm időszi üledékeiben — ipari jelentőségű.

(c) Az epigenetikus uránérctelepek (20.38 ábra: E—H) a befogadó kőzet kiemelkedése után megindult talajvízáramlás termékei. Ez az új áramlási rendszer nagyon hasonló lehet a korábbihoz. A betemetődés közben tömörödött rétegek azonban csökkentik a hasonlóságot. Korlátozó hatásuk ui. az áramlási utak mentén a víz jelentős geokémiai átalakulását eredményezheti. A geokémiailag különböző vízárak közötti kémiai reakciók pedig a találkozási felületek eredeti ásványosodását erősen átalakíthatják. Ez álta-

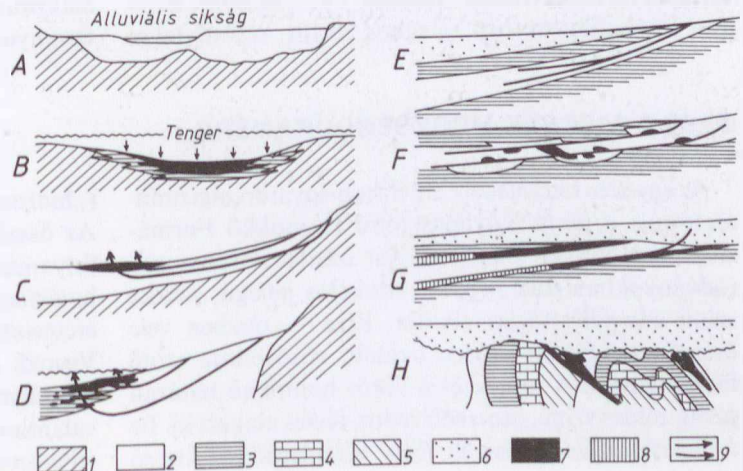
20.38 ábra. Az uránérctelepek genetikai típusai GALLOWAY—HOBDAJ (1983) nyomán

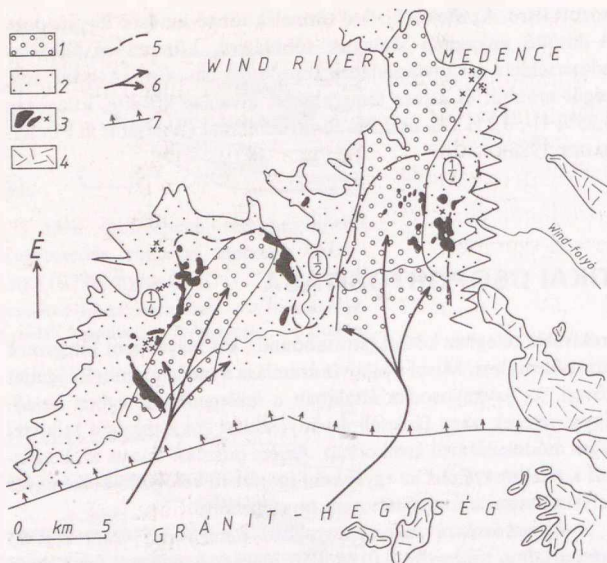
A–B: Szingenetikus telepek. — A: Óproterozóos alluviális konglomerátumok. — B: Fekete palák és foszforitok.

C–D: Diagenetikus telepek. — C: Playa típusú mészkéreg. — D: Tó- vagy mocsárszerű telepek.

E–H: Epigenetikus telepek. — E: Roll típusú telepek. — F–G: Réteghez kötött telepek. — H: „Telérszerű” telepek.

1. Alaphegység. — 2. Homokkő/pala összlet. — 3. Agyag, agyagpala, fillit. — 4. Mészkő. — 5. Zöldpala. — 6. Fedőkőzet. — 7. Urán-koncentráció. — 8. Nem oxidált homokos kőzet. — 9. A vízmozgás iránya.





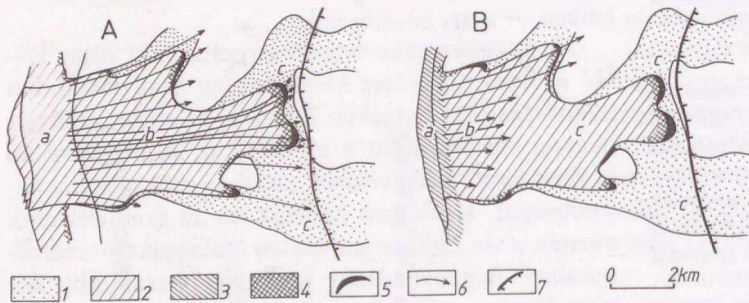
20.39 ábra. A Gas Hills-i (USA) Springs összlet eocén korú alluviális hordalékkúpjában levő uránérc-telepek és -nyomok eloszlásának térképvázlata a vízáramlási főirányok feltüntetésével, GALLOWAY *et al.* (1979) nyomán, némileg egyszerűsítve

1. Konglomerátum és homok (mederüledék). — 2. Homok. — 3. Uránérc-telep és -nyom. — 4. Prekambriumi gránit. — 5. Az urándúsulás határa. — 6. Az urándúsulást előidéző vízáramlás főirányai. — 7. Hegységperemi törésvonal.

A körökbe írt számok az érckészlet viszonylagos mennyiségét jelzik.

lában olyan réteghez kötött telepeket eredményez, amelyek elsősorban a folyadékáramlás legelőnyösebb útjait követik, és csak helyenként válnak igazán sztratiformokká. A telepek alakja a szórványos tömzsök és nyalábok, valamint a hosszan elnyúlt, kanyargós ásványosodási frontok között változik. Előmozdítják az urán kiszűrődését a permeábilis, erősen adszorbeáló lignitrétegek. A jó átteresztőképességű vetődési és nyírási övezetek, amelyek lefelé vezetnek az érc tartalmú oldatokat, telészerű telepeket eredményeznek (20.38 ábra: E–H). Az epigén telepek szeszélyes alakja és eloszlása tehát az átteresztőképesség, a regionális utánpótlódás, az oldalirányú áramlások és az azokat vezető övek uráncsapdáinak a függvénye.

A wyomingi hegyközi medencék (USA: 20.39 ábra) felső-paleocén és eocén korú folyórendszerei fenékhordalékának és hordalékúpjainak tengelyeihez kapcsolódó urándúsulásokat GALLOWAY *et al.* (1979) szerint — pliocénbeli kiemelkedésük után — a kvarterben működő talajvízrendszerek rendezték át. — A dél-texasi Coastal Plain uránérc telepei az alsó- és középső-tercier deltaágak homokos lerakódásaiban sokszor ellentétes irányban előnyomult oxidatív és redukzív vízárak átalakító hatását tükrözik (20.40 ábra). — Epigén folyamatok azonban tavi és eolikus üledékek eredetileg táblás urándúsulásainak ásványos összetételét is átformálhatják.



20.40 ábra. A roll típusú uránércesedés két fő fázisának térképvázlata GALLOWAY (1977) szerint

A: Kialakulási fázis. — B: A terület részleges kiemelkedése utáni módosulási fázis

1. Redukált állapotú folyóvízi és artéri fációs. — 2. Ferrioxidos „nyelv”. — 3. Felszínre emelkedett köztáv felszíni oxidációval. — 4. Szórványos ásványosodás. — 5. Koncentrált ásványosodás. — 6. Vízáramlási irányok (bal oldalt a felszálló, jobb oldalt a felszálló áramok uralkodnak). — 7. Vetővonal.

a) A beszivárgás, ill. a felszíni oxidáció öve. — b) Oxidációs öv. — c) Redukciós öv.

Az efféle átalakulásból származó legelterjedtebb — bár többnyire csak kisebb telepeket tartalmazó — típus az oxidációs (ill. mállási) nyelv határán létrejött, keresztmetszetben réteghez kötött, szabálytalan

sarló alakot formáló, „roll típusú” ásványosodási front. Ez alaprajzban olyan hosszan elnyúló, hajladozó alakzatot mutat, amely mögött különböző nagyságú ásványosodási szigetek maradhatnak (20.40 ábra).

## 20.95 A MECSEK HEGYSÉGI URÁNÉRC

Az egyetlen kitermelésre érdemes magyarországi uránérc telepet a perm Kővágószőlősi Homokkő Formációja tartalmazza. Ennek magját szénült növényi maradványokban dús, erősen redukciós jellegű, szürke színű alluviális fációs alkotja. Erre — részben vele összefogazódva — erősen oxidált, vörösbarna színű fációs települ. A szürke és a vörös homokkő határán pedig zöldes színű, átmeneti redox-fációs alakult ki. Ez a fációs eloszlás az összlet mély betemetődését kísérő

(„hidrotermás”) p/t viszonyok között is fennmaradt. Az összleten átszivárgó oldatok a dia- és epigenezis folyamán ismételtlen áthalmazták, és végül is a zöld határfációs geokémiai gátján koncentrálták műrevaló érc testekké annak urántartalmát. Az érces testek VINCZE (1986) modellkísérletekkel is alátámasztott vizsgálatai szerint határozott  $O_{F_c}$  és Eh-értékekkel, valamint jellemző V-, Se-, Cu- és U-társulásokkal jellemzett ásványokat tartalmaznak. Az urán megkö-

tésében és redukciójában mindvégig a szénülő növényi anyagnak volt uralkodó szerepe. Az oxidált fedő- és fekükközetek irányából szivárgó vizek urántartalmát azonban a növénymaradványokban dús szürke fáciesnek a *szegélye* szűrte ki. A szürke fácies belsejében csak e szegély telítődése után következhetett be urándúsulás. Az urán szingenetikus vagy korai diagenetikus felhalmozódása tehát viszonylag keskeny övre szorítkozott. Az uránt adszorbeáló hidrocillám kép-

ződéséhez fűződő, redukciós epigenézis  $U^{4+}$ -oxidocoffinites-soddyites termékei mellett — réteg mentén és törésrendszerekhez kapcsolódva, lúgos pH-n — hematittal társult oxidált ércásványok (Ca-Na-uranátok,  $U^{6+}$ -oxidok és -hidroxidok) is megjelennek. Ez utóbbiak redukciójában VINCZE (1986) a ferrovass oxidációjának és a hőmérséklet emelkedésének tulajdonít vezető szerepet.

## 20.96 AZ URÁN ÉS A FÖLDTANI IDŐSZÁMÍTÁS

Az urán radioaktív elem. Két fő izotópja  $\alpha$  és  $\beta$  sugarak kibocsátása közben egymástól eltérő, de állandó sebességgel és megfordíthatatlanul az ólom radiogén izotópjává alakul át:



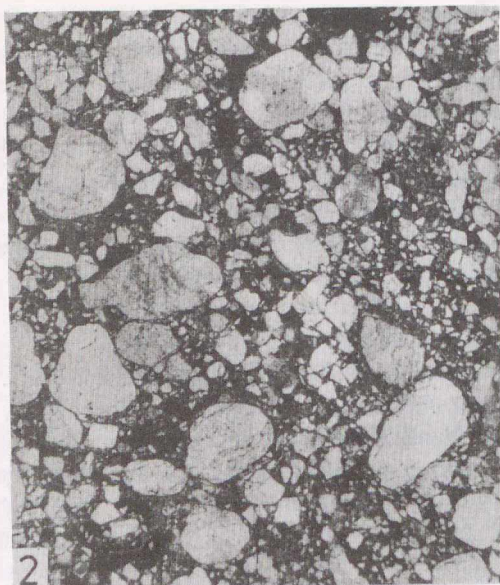
Ez a tény a Föld korának és a földtörténeti események időtartamának reális megítélése szempontjából rendkívüli jelentőségű. Olyan eszközt ad ui. kezünkbe, amelynek segítségével — más radioaktív elemek bomlását is felhasználva — a növényvilág evolúciójára és a STENO-féle települési törvényre alapított viszonylagos földtani kortábla szakaszaihoz megfelelő évszámokat sikerült rendelni. A két uránizotóp bomlási állandóinak ( $\lambda_1$  és  $\lambda_2$ ), továbbá a  ${}^{235}\text{U}$  és a  ${}^{238}\text{U}$  jelenlegi atomarányának (1/139,8) ismeretében ui. a

$${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb} = \frac{1}{139,8} \cdot \frac{e^{\lambda_2 t} - 1}{e^{\lambda_1 t} - 1} \quad (20.6)$$

összefüggés segítségével — amelyben  $e$  a természetes logaritmus alapszáma — a két ólomizotóp atomarányának egy adott ásványban való meghatározása esetén az urántartalmú ásvány kora — vagyis a képződése óta eltelt  $t$  idő — években, 2–5%-os hibával könnyen kiszámítható. A radiometrikus kor ( $t$ ) megállapításakor természetesen a  ${}^{238}\text{U}/{}^{206}\text{Pb}$ , ill. a  ${}^{235}\text{U}/{}^{207}\text{Pb}$  arányokból is ki lehet indulni, az alábbi képlet alapján:

$$t = \frac{1}{\lambda} \log e \left[ 1 + \frac{Pb}{U} \right]. \quad (20.7)$$

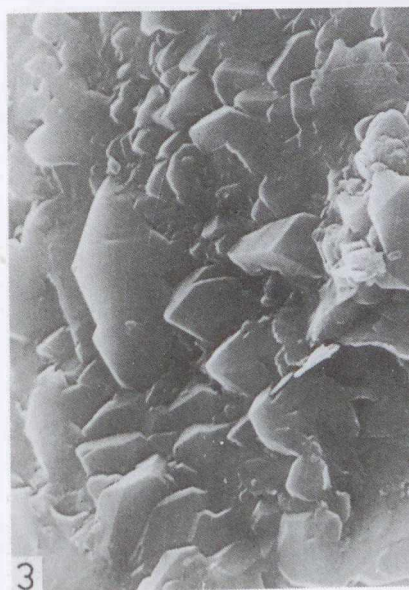
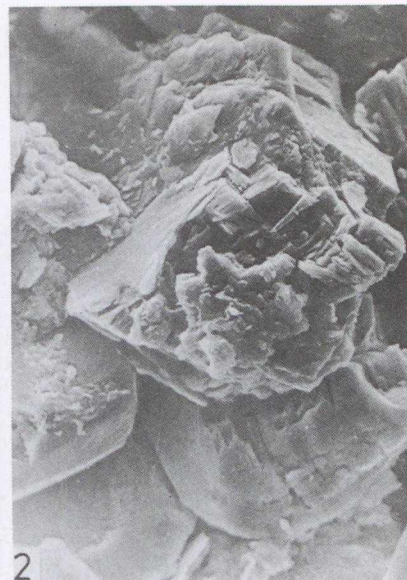
Itt  $t$  az idő,  $\lambda$  a bomlási állandó,  $Pb$  a figyelembe vett radiogén ólomizotópnak,  $U$  pedig az ehhez tartozó uránizotópnak a mérés idején észlelt atomszáma. Mivel az eljárás a *mért ásvány* korát adja, az üledékes kőzet *lerakódásának* korát csak olyan ásvánnyal lehet megállapítani, amely a lerakódással egyidejűleg, vagy csak röviddel azután képződött. Radiometrikus koradatok szerint az üledékes urándúsulások többsége jelentősen fiatalabb a befogadó kőzetnél: ez az urán vándorlás közbeni utólagos kiszűrődésének kétségtelen bizonyítéka.



1. Durvaszemű kvarchomokkő ekvigranuláris dolomit- és anhidritcementtel, colikusan megmunkált szemcsékkel. — Bakonyszücs Bszű-3. sz. fúrás: 887,5 m. — Alsó-triász: Nádaskúti Dolomit Formáció. — Foto: MAKK ÁGNES. — 16 ×
2. Vasas dolomittal cementált, bimodális szemcseeloszlású kvarchomokkő, colikusan megmunkált szemcsékkel. — Alsószalmavár Asz-1. sz. fúrás: 374—375 m. — Alsó-triász: Hidegkúti Homokkő Tagozat. — Foto: MAKK ÁGNES. — 16 ×
3. Tömör illeszkedésű, durva közetlisztes, rétegzetlen aprószemű homokkő. — Alsószalmavár Asz-1. sz. fúrás: 399,4 m. — Alsó-triász: Arácsi Márga Tagozat. — Foto: MAKK ÁGNES. — 16 ×
4. Karbonátos alapanyagú, durva közetlisztes homokkő. — Alsószalmavár Asz-1. sz. fúrás: 323,8 m. — Alsó-triász: Hidegkúti Dolomit Tagozat. — Foto: MAKK ÁGNES. — 25 ×

20.2. tábla

Fiatal homokkövek  
szövege elektronmikroszkóp  
alatt

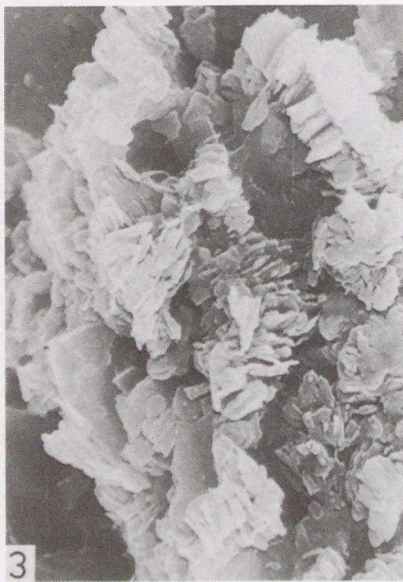


1. Finomszemű pannóniai homokkő 228-szoros nagyítású SEM-felvétele. — Algyő A-731. sz. fúrás: 1944,8—1945,1 m

A többségükben 10  $\mu\text{m}$ -os, sarkos törmelékcszemcsék felszínél finom agyagásvány-kristályok vonják be.

2. A kép jobb oldalán, 60—70  $\mu\text{m}$  nagyságú földpátkristályon agyagásványpikkelyek. — 759  $\times$

3. A fenti minta 4554-szeres nagyítású felvételén néhány  $\mu\text{m}$  nagyságú karbonátkristály-töredékek és csipkés szélű kaolinitlemezkek láthatók



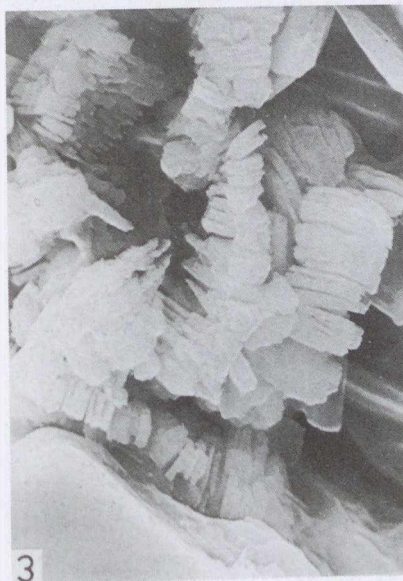
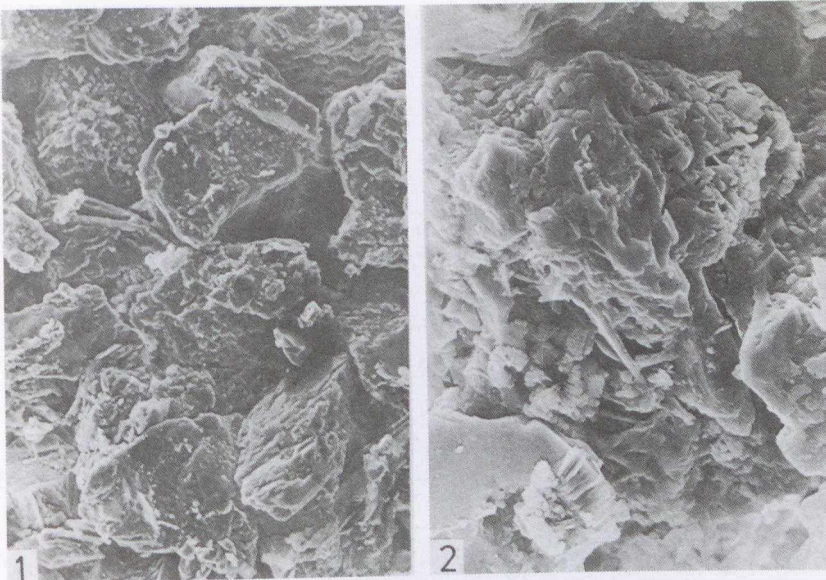
**1.** Finomszemű pannóniai homokkő 224-szeres nagyítású SEM-felvétele. — Algyő A-731. sz. fúrás: 1944,0—1944,18 m

A 60—100  $\mu\text{m}$  átmérőjű sarkos törmelékcszemcsék és az azokat bevonó apró kaolinit-lemezek között kevés szűk pórus, fekete színben.

**2—3.** Ugyanezen minta kaolinit-lemezkéi 748-szoros és 4488-szoros nagyításnál

20.4. tábla

*Fiatal homokkövek  
szövege elektronmikroszkóp  
alatt*



1. Aprószemű pannóniai homokkő 224-szeres nagyítású SEM-felvétele. — Algyő A-731. sz. fúrás: 1947,95—1949,15 m

A 120—150  $\mu\text{m}$  átmérőjű szemcséken és az azokon levő agyagásvány-bevonaton kívül néhány — viszonylag tág — pórus látható.

2—3. Ugyanezen minta kaolinit-lemezkéinek halmaza 748-szoros és 4488-szoros nagyításnál



1. Kisebb fodrokkal borított nagy méretű futóhomokfodrok az Arizona és Utah (USA) határán levő Navajo Tribal Parkban. — Vásárolt képeslap nyomán

2. Draa felszín a Szaharából. Szélirány jobbról balra. — WILSON (1972) és COLLINSON—THOMPSON (1982) nyomán

20.6. tábla  
A futóhomok  
mozgásformái



1. Mozdó homokbucka Fülöpháza határában. — Foto: BORSY ZOLTÁN

2. Egy vándordűne előnyomulása mezőgazdasági területen. — Szomália. —  
Foto: SPIRANDELLI 1985, p. 206

- AXELSSON, V. 1967: The Laitaure Delta, a study of deltaic morphology and processes. — *Geogr. Annalr.*, **49A**, 127 p.
- BAGNOLD, R. A. 1966: An approach to the sediment transport problem from general physics. — *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **422-I**, 37 p.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — *MÁFI Évk.*, **48**, 2, 245—719.
- BALOGH K.—KOVÁCS S. 1981: A Szőlőszardó-I. sz. mélyfúrás. — *MÁFI Évi Jel.* 1979, 39—63.
- BASU, A.—YOUNG, S. W.—SUTTNER, L. J.—JAMES, W. C.—MACK, G. H. 1975: Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. — *J. Sed. Petrol.*, **45**, 873—882.
- BÁRDOSY GY. 1961: Üledékes közetek nevezékatanának kérdései. — *Földt. Közl.*, **91**, 1, 44—64.
- BERTSCH, W. 1968: *Plastische Deformationen von Quarz durch Stoßwellen in Breccien des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens.* — Stuttgart, 68 p.
- BLATT, H. 1963: Selective destruction of undulatory quartz in sedimentary environments. — *GSA etc. Joint Meet., Houston. Abstr., GSA Spec. Paper*, **73**, 118—119.
- BLATT, H. 1967a: Original characteristics of clastic quartz grains. — *J. Sed. Petrol.*, **37**, 401—424.
- BLATT, H. 1967b: Provenance determinations and recycling of sediments. — *J. Sed. Petrol.*, **37**, 1031—1044.
- BLATT, H.—CHRISTIE, J. M. 1963: Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. — *J. Sed. Petrol.*, **33**, 559—579.
- BLATT, H.—MIDDLETON, G.—MURRAY, R. 1972: *Origin of Sedimentary Rocks.* — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall, 634 p.
- BOGÁRDI J. 1955: *A hordalékmozgás elmélete.* — Budapest: Akadémiai Kiadó, 547 p.
- BORSY Z. 1974: *A futóhomok mozgásának törvényszerűségei és védekezés a szélérozió ellen.* — Akad. doktori értek., Debrecen, 329 p.
- BORSY Z. 1987: Az Alföld hordalékúpjainak fejlődéstörténete. — *Acta Acad. Paedag. Nyiregyháza*, **11/H**, 5—42. (Cum litteris.)
- BORSY Z.—FÉLSZERFALVI J.—LÓKI J. 1982: A jánoshalmi alapfúrás homoküledékeinek elektronmikroszkópos vizsgálata. — *Acta Geogr. Debrecina* (Debrecen), **20**, 35—50.
- BRAMLETTE, M. N. 1941: The stability of minerals in sandstone. — *J. Sed. Petrol.*, **11**, 32—36.
- BROGNIART, A. 1826: L'arkose, caractères minéralogiques et histoire de cette roche. — Paris: *Ann. Sci. Naturelles*, **8**, 113—163.
- CAILLEUX, A. 1964: Petrographische Eigenschaften der Gerölle und Sandkörner als Klimazeugen. — *Geol. Rdschau*, **54**, 1.
- CARPENTER, G. C.—SCHMIDT, R. G. 1962: Insoluble residues in a portion of the ordovician Cynthiana formation, North-central Kentucky. — *J. Sed. Petrol.*, **32**, 423—434.
- CARTER, N. L.—CHRISTIE, J. M.—GRIGGS, D. T. 1964: Experimental deformation and recrystallization of quartz. — *J. Geol.*, **72**, 687—733.
- COLLINSON, J. D.—THOMPSON, D. B. 1982: *Sedimentary Structures.* — London, etc.: Allen & Unwin, 194 p.
- CONOLLY, J. R. 1965: The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones. — *J. Sed. Petrol.*, **35**, 116—135.
- CONOLLY, J. R. 1978: Maturity. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 480—482.
- CORDES, E. 1966: Aufbau und Bildungsbedingungen der Schwermineraleisen bei Skagen (Dänemark). — *Meyniana*, **16**, 1—35.
- CUMMINGS, W. A. 1962: The greywacke problem. — *Liverpool-Manchester Geol. J.*, **3**, 51—72.
- DAHLKAMP, F. J. 1978: Classification of uranium deposits. — *Miner. Deposita*, **13**, 83—104, Heidelberg.
- DAHLKAMP, F. J. 1979a: Die zeit- und schichtgebundenen Lagerstättenbildungen des Uran in der Erdgeschichte. — *Schriftenreihe GDMB*, **33**, Clausthal-Zellerfeld, 79—100.
- DAHLKAMP, F. J. 1979b: Uranlagerstätten. — In: GMELINS *Handbuch der Anorganischen Chemie.* Uran A1. — Berlin: Springer, 28 p.
- DAPPLES, E. C. 1962: Stages of diagenesis in the development of sandstones. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **73**, 913—934.
- DAUBRÉE, A. 1879: *Études synthétiques de géologie expérimentale.* — Paris: Dunod, 828 p.
- DICKINSON, W. R. 1970: Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. — *J. Sed. Petrol.*, **40**, 695—707.
- DIETZ, V. 1973: Experiments on the influence of transport, on shape and roundness of heavy minerals. — *Contr. Sediment.*, **1**, 69—102.
- DIMITRIEVSKIJ, V. SZ. 1955: O volniztom pogaszanii kvarca v gornüh porodah i petrograficeszkom znacsenii etogo javljenija. — *Trudü Voronezsszk. gosz. un-ta*, 1955, **39**, 65—76.
- DRYDEN, A. L. 1931: Accuracy in percentage representation of heavy mineral frequencies. — *Proc. Nat. Ac. Sci.*, **17**, 233—238.
- DRYDEN, A. L.—DRYDEN, C. 1946: Comparative rates of weathering of some common minerals. — *J. Sed. Petrol.*, **16**, 91—96.
- DŽULYŃSKI, S.—WALTON, E. K. 1965: *Sedimentary Features of Flysch and Greywackes.* — Amsterdam, etc.: Elsevier, 274 p.
- ELLENBERG, J. 1976: Zur rezenten Sedimentation der Werra in Südthüringen. — *Z. geol. Wiss.*, Berlin, **4**, 5, 781—795.
- EMERY, D.—MARSHALL, J. D. 1989: Zoned calcite cements: has analysis outpaced interpretation? — *Sediment. Geol.*, **65**, 3/4, 205—210.
- EMERY, K. O.—NOAKES, L. C. 1968: Economic placer deposits of the continental shelf. — *ECAFE Techn. Bull.*, **1**, 95—111.
- ENGELHARDT, W. v. 1973: *Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen.* — Stuttgart: Schweizerbart, 378 p.
- FENIAK, M. W. 1944: Grain sizes and shapes of various minerals in igneous rocks. — *Amer. Mineral.*, **29**, 415—421.
- FOLK, R. L. 1951: Stages of textural maturity in sedimentary rocks. — *J. Sed. Petrol.*, **21**, 127—130.
- FOLK, R. L. 1956: Role of texture and composition in sandstone classification. — *J. Sed. Petrol.*, **26**, 166—171.
- FOLK, R. L. 1968: *Petrology of Sedimentary Rocks.* — Austin, Texas: Hemphill's, 170 p.
- FÖLDVÁRI, A.—H. MOLNÁR, K. 1968a: Granulometrical types of the „Schlier” formation in North Hungary. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **12**, 167—181.
- FÖLDVÁRI, A.—H. MOLNÁR, K. 1968b: The paleogeography of the „Schlier” in North Hungary. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **12**, 189—191.
- FÖLDVÁRI, A.—H. MOLNÁR, K. 1970: The micromineralogy of the „Schlier” in North Hungary. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **14**, 343—347.
- FÖLDVÁRI, A.—H. MOLNÁR, K.—WALLACHER, L. 1970: The lithostratigraphy of the Miocene cover of the coal bearing „Schlier” sequence in North Hungary. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **14**, 349—356.
- FÖLDVÁRI, A.—H. MOLNÁR, K.—WALLACHER, L. 1974: Sedimentary petrographic investigation of the Upper Oligocene and Lower Miocene clastic sedimentary rocks of North Hungary. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **18**, 157—173.

- FRIEDMAN, G. M. 1961: Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. — *J. Sed. Petrol.*, **31**, 514—529.
- FRIEDMAN, G. M.—SANDERS, J. E. 1978: *Principles of Sedimentology*. — New York: Wiley, 792 p.
- FÜCHTBAUER, H. 1963: Zum Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen. — *Fortschr. Geol. Rheinl.-Westf.*, **10**, 331—336.
- FÜCHTBAUER, H. 1964: Sedimentpetrographische Untersuchungen an der älteren Molasse nördlich der Alpen. — *Eclogae geol. Helv.*, **57**, 157—298.
- FÜCHTBAUER, H. 1967a: Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Buntsandstein. — *Sediment. Geol.*, **1**, 159—179.
- FÜCHTBAUER, H. 1967b: Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. — *Geol. Rdschau*, **56**, 266—300.
- FÜCHTBAUER, H. 1970: Sandsteine, Konglomerate und Breccien. — In: FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G.: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Stuttgart: Schweizerbart, 12—129.
- FÜCHTBAUER, H. 1974a: Some problems of diagenesis in sandstones. — *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, **8**, 391—403.
- FÜCHTBAUER, H. 1974b: Zur Diagenese fluviatiler Sandsteine. — *Geol. Rdschau*, **63**, 904—925.
- FÜCHTBAUER, H. (ed.) 1988: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Stuttgart: Schweizerbart, 1141 p.
- FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — *Sediment-Petrologie II*. — Stuttgart: Schweizerbart, 726 p.
- GALLOWAY, W. E. 1977: Catahoula Formation of the Texas Coastal Plain: depositional systems, composition, structural development, ground-water flow history, and uranium deposition. — *Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Austin*. — *Rept. Invest.*, **87**, 1—59.
- GALLOWAY, W. E.—HOBDA, D. K. 1983: *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. — New York, etc.: Springer, 423 p.
- GALLOWAY, W. E.—KREITLER, C. W.—MCGOWEN, J. H. 1979: Depositional and ground-water flow systems in the exploration for uranium. — *Bur. Econ. Geol. Univ. Texas, Austin*. — *Research Colloquium Notes*.
- GARDNER, R. A. M. 1983: Aeolianite. — In: GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology*. — London—New York: Academic Press, 265—300.
- GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1973: Fosszilis folyóvízi üledékek mikromineralógiai spektrumának értelmezése recens hordalékvizsgálatok alapján. — *Földt. Közl.*, **103**, 285—293.
- GILLIGAN, A. 1919: The petrography of Millstone Grit of Yorkshire. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, **75**, 251—294.
- GOLDICH, S. S. 1938: A Study in Rock Weathering. — *J. Geol.*, **46**, 17—58.
- GRIFFITHS, J. C. 1967: *Scientific Method in Analysis of Sediments*. — New York: McGraw & Hill, 508 p.
- GRIMM, W.-D. 1973: Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse. — *Contr. Sediment.*, **1**, 103—125.
- HAGERMAN, T. H. 1938: About the relation between the distribution field of the relative width of the particles and the genesis of the sediment. — *Geol. Foren. Förhandl.*, **60**, 382—391.
- HAVHOLM, K. G.—KOCUREK, G. 1988: A preliminary study of the dynamics of a modern draa, Algodones, southeastern California, USA. — *Sedimentology*, **35**, 649—669.
- HINZE, C.—MEISCHNER, D. 1968: Gibt es rezente Rot-Sedimente in der Adria? — *Marine Geol.*, **6**, 53—71.
- H. MOLNÁR K. 1968: Granulometriai mikromineralógiai vizsgálatok pannon korú képződményekben a Mátra és a Bükkaljáról. — *Földt. Kut.*, **1968**, **1**, 5—12.
- H. MOLNÁR K. 1982: *Törmelékes üledékes kőzetek korrelációja és paleográfiai környezetének meghatározása kvarcanyagú komponenseinek mikropetrográfiai vizsgálatával*. — Kand. ért. (Miskolc).
- HOQUE, M. 1968: Sedimentologic and paleocurrent study of Mauch Chunk Sandstones (Mississippian), South Central and Western Pennsylvania. — *AAPG Bull.*, **52**, **2**, 246—243.
- HOUSEKNECHT, D. W. 1988: Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. — *J. Sed. Petrol.*, **58**, **2**, 228—246.
- HUDSON, J. D. 1964: The petrology of the sandstones of the Great Estuarine Series, and the paleogeography of Scotland. — *Proc. Geologists' Assoc.*, **75**, 499—528.
- HUTTON, C. O. 1950: Studies of heavy detrital minerals. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **61**, 655—716.
- JACKSON, M. L.—TYLER, S. A.—WILLIS, A. C.—BOURDEAU, G. A.—PENNINGTON, R. P. 1948: Weathering sequence of clay size minerals in soils and sediments. — *J. Physical and Colloid Chemistry*, **52**, 1237—1260.
- JANTSKY B. 1966: Az uránérc. — In: JANTSKY B. (ed.): *Ásványtelep-ink földtana*. — Budapest: Műszaki Kiadó, 88—94.
- JÁMBOR Á. 1970: *Földtani anyagfeldolgozás terepen*. — Budapest: MTE SZ háziyomda, 76 p.
- JONES, M. F.—FLEMING, M. G. 1965: *Identification of Mineral Grains*. — London: Elsevier, 101 p.
- KAC, M. JA. 1961: Kavitationnaja procsnoszt' nektorüh mineralov. — *Akusz. Zsurn.*, **7**, 47—52.
- KAC, M. JA. 1966: Novüe metodü iszszledovanija mineralov v gravitacionnom pole. — *Trudü Geol. In-ta AN SzSzsZR*, **158**, Moszkva, 168 p.
- KAC, M. JA.—KAC, M. M. 1969: O dinamike izmenenija sztatisticeszküh karakterisztik plotnoszti terrigennoo kvarca v procesz-sze szedimentacii. — *Litologija i poleznüe iszkop.*, **1969**, **4**, 111—121.
- KAC, M. JA.—SUTOV, V. D. 1963: Udel'nüj vesz oblomocsnüh zeren kvarca i ego iszpol'zovanie v kacseszve korreljacinnogo priznaka peszcsanüh porod. — *Litologija i poleznüe iszkop.*, **1963**, **1**, 143—152.
- KAC, M. JA.—SZIMANOVICS, I. M. 1974: Kvarc krisztallicseszküh gornüh porod. (Mineralogiceszküe oszobennoszti i plotnosztnüe szvojsztva). — *Trudü Geol. In-ta AN SzSzsZR*, **259**, 102 p.
- KANTOROWICZ, J. D. 1984: The nature, origin and distribution of authigenic clay minerals from Middle Jurassic Ravenscar and Brent Group sandstones. — *Clay Mineral*, **19**, 359—375.
- KATZER, F. 1903: *Grundzüge der Geologie des unteren Amazonas-Gebietes*. — Leipzig, 296 p.
- KNJAZEV, V. SZ. 1951: Nekotorüe dannüe o karaktere oblomocsnogo kvarca v porodah produktivnoj tolszsi Azerbajdzsanszkoj SzSzsZR i rjade drugih otlozsenij. — *Izveszt. AN SzSzsZR*, szer. geol., **1951**, **4**, 102—105.
- KNJAZEV, V. SZ. 1958: Opüt izucsenija oblomocsnogo kvarca. — In: *Materialü po petrografii i mikropaleontologii produktivnoj tolszsi Azerbajdzsana*. — Moszkva: Izd. AN SzSzsZR.
- KNOBlauch, G. 1963: *Sedimentpetrographische und geochemische Untersuchungen an Weißjurakalken der geschichteten Fazies im Gebiet von Urach und Neuffen*. — Dissert. Universität. Tübingen, 105 p.
- KOPELIOVICS, A. B. 1958a: O mikrosztzilolith iz nektorüh rosztvennüh ih szstrukturüh formah v peszcsanikah mogilevszkoj szvitü jugo-zapada Ruszszkoj platformü. — *Dokl. AN SzSzsZR*, **119**, **2**.
- KOPELIOVICS, A. B. 1958b: Oszobennoszti epigenezä peszcsanikov mogilevszkoj szvitü jugo-zapada Ruszszkoj platformü i nektorüe voproszú sz nimi szvjazannüe. — *Izveszt. AN SzSzsZR*, szer. geol., **1958**, **11**, 28—43.
- KOSZSOVSZKAJA, A. G.—SUTOV, V. D. 1963: Facii regional'nogo epigenezä i metagenezä. — *Izvesztija AN SzSzsZR*, szer. geol., **1963**, **7**, 3—18.
- KRAUSKOPF, K. B. 1959: The geochemistry of silica in sedimentary environments. — IRELAND, H. A. (ed.): *Silica in Sediments*. — *SEPM Spec. Publ.*, **7**, 4—19.

- KRINSLEY, D.—DOORNKAMP, J. 1973: *Atlas of Quartz Sand Grain Surface Textures*. — New York: Cambridge Univ. Press, 91 p.
- KRINSLEY, D.—TOKAHASHI, T. 1978: Sand surface textures. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 648—652.
- KRIVÁN P. 1957: Hagerman szemcsealaktani módszerének üledék-földtani értékelése. — *Földt. Közl.*, **87**, 3, 295—301.
- KRIVÁN, P.—RÓZSAVÖLGYI, J. 1964: Andezittuft vezetőszint a magyarországi felsőpleisztocén (Rissi) lösz-szelvényekben. — *Földt. Közl.*, **94**, 2, 257—265.
- KRUMBEIN, W. C.—PETTJOHN, F. J. 1938: *Manual of Sedimentary Petrography*. — New York: Appleton, 549 p.
- KRUMBEIN, W. C.—SLOSS, L. L. 1963: *Stratigraphy and Sedimentation*. — San Francisco—London: Freeman, 660 p.
- KRYNINE, P. D. 1941: Paleogeographic and tectonic significance of sedimentary quartzites (Abstr.). — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **52**, 1915—1916.
- KRYNINE, P. D. 1946: Microscopic morphology of quartz types. — *Ann. 2nd Congr. Panamer. Ing. Min. Geol.*, **3**, 35—49.
- KRYNINE, P. D. 1948: The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. — *J. Geol.*, **56**, 130—165.
- KUENEN, PH. H. 1959: Experimental abrasion. — 3. Fluvialite action of sand. — *Amer. J. Sci.*, **257**, 172—190.
- KUENEN, PH. H. 1960: Experimental abrasion. — 4. Eolian action. — *J. Geol.*, **68**, 427—449.
- LEMCKE, K.—ENGELHARDT, W. v.—FÜCHTBAUER, H. 1953: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — *Beih. Geol. Jb.*, **11**, 1—110.
- LEMLEJN, G. G.—KNJAZEV, V. Sz. 1951: Opüt izucsenija oblomocsnogo kvarca. — *Izveszt. AN SzSzSzR, szer. geol.*, **1961**, 4, 99—101.
- LUDWIG, G. 1955: Neue Ergebnisse der Schwermineral- und Kornanalyse in Oberkarbon und Rotliegenden des südlichen und östlichen Harzvorlandes. — *Beihefte zur Geologie*, **14**, 76 p.
- LUDWIG, V. 1968: Zur Lithologie des „Kulms“ bei Erbendorf/Oberpfalz (Bayern). — *N. Jb. Geol. Pal. Mh.* **1968**, 407—412.
- MAROSI S. 1967: Megjegyzések a magyarországi futóhomok területek genetikájához és morfológiájához. — *Földrajzi Közl.*, **1967**, 231—255.
- MAURER, H. 1982: Oberflächentexturen an Schwermineralkörnern aus der Unteren Süßwassermolasse (Chattien) der Westschweiz. — *Ecl. geol. Helv.*, **75**, 23—31.
- MCDONALD, D. A.—SURDAM, R. C. (eds) 1984: *Clastic Diagenesis*. — *AAPG Mem.*, **37**, 434 p.
- MIHAJLOVA, N. A. 1964: Karakterisztika kvarca terrigennoj tolszsi devona i vozmoznüh isztocsnikov ego sznosza. — Moszkva: Nauka, 71 p.
- MIHÁLTZ I. 1937: Különböző fajsúlyú ásványokból álló kőzetek iszapolásáról. — *Földt. Közl.*, **67**, 257—270.
- MIHÁLTZ I.—UNGÁR T. 1954: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönböztetése. — *Földt. Közl.*, **84**, 23—38.
- MILNER, H. B. 1962: *Sedimentary Petrography. I—II*. — New York: Macmillan, 643, ill. 715 p.
- MOLNÁR B. 1959: A statisztikus nehézsásvány vizsgálat hibalehetőségei. — *Földt. Közl.*, **89**, 294—297.
- MOLNÁR, B. 1962: Sedimentpetrographische Untersuchung in pliozänen und pleisztózáen Ablagerungen im Süden des Ungarischen Tieflandes. — *Acta Min. Petr. Szeged.*, **15**, 43—51.
- MOLNÁR B. 1964: Magyarországi folyók homoküledékeinek nehézsásvány összetétel vizsgálata. — *Hidr. Közl.*, **44**, 8, 347—355.
- MOLNÁR B. 1966: Pliocén és pleisztocén lefordási területváltozások az Alföldön. — *Földt. Közl.*, **96**, 4, 403—413.
- MOLNÁR B. 1969: A szemnagyság és a nehézsásvány-összetétel összefüggései. — *Földt. Kutatás*, **12**, 2, 8—17.
- MOLNÁR B. 1971: Mikromineralógiai vizsgálatok alkalmazása a földtani kutatásban. — In: *Az üledékes petrológia újabb eredményei*. — Budapest: Mh. Földtani Társulat, 123—175.
- NICKEL, E. 1973: Experimental dissolution of light and heavy minerals in comparison with weathering and intrastratal solution. — *Contr. Sediment.*, **1973**, 1, 1—68.
- PETTJOHN, F. J. 1941: Persistence of heavy minerals and geologic age. — *J. Geol.*, **49**, 615—625.
- PETTJOHN, F. J. 1949 és 1957: *Sedimentary Rocks*. (1. és 2. kiadás). — New York: Harper.
- PETTJOHN, F. J. 1963: Chemical composition of sandstones — excluding carbonate and volcanic sands: data of geochemistry. — *U. S. Geol. Survey Prof. Pap.*, **440-S**, 21 p.
- PETTJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks*. — New York: Harper, 628 p.
- PETTJOHN, F. J.—RIDGE, G. 1932: Textural variation series of beach sands from Cedar Point Ohio. — *J. Sed. Petrol.*, **2**.
- PETTJOHN, F. J.—POTTER, P. E.—SIEVER, R. 1972: *Sand and Sandstone*. — New York: Springer, 618 p.
- PILLER, H. 1951: Über den Schwermineralgehalt von ausstehendem und verwittertem Brockengranit nördlich St. Andreasberg. — *Heidelb. Beitr. Min. Petr.*, **2**, 523—537.
- PITTMAN, E. D. 1970: Plagioclase feldspar as an indicator of provenance in sedimentary rocks. — *J. Sed. Petrol.*, **40**, 591—598.
- PLUMLEY, W. J. 1948: Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport. — *J. Geol.*, **56**, 526—577.
- PRETORIUS, D. A. 1981: Gold and uranium in quartzpebble conglomerates. — *Econ. Geol. 75th Anniv. Vol.*, 117—138.
- PYE, K. 1983: Red beds. — In: GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology*. — London—New York: Academic Press, 227—264.
- RIMŠAITE, J. 1957: Über die Eigenschaften der Glimmer in den Sanden und Sandsteinen. — *Beitr. Min. Petrogr.*, **6**, 1—51.
- ROBERTSON, D. S.—TILSLEY, J. E.—HOGG, G. E. 1978: The time-bound character of uranium deposits. — *Econ. Geol.*, **73**, 1409—1419.
- RÖSLER, H. J. 1984: *Lehrbuch der Mineralogie*. — Leipzig, 833 p.
- RUBEY, W. W. 1933: The size-distribution of heavy minerals, within a water-laid sandstone. — *J. Sed. Petrol.*, **3**, 1, 3—29.
- RUSSELL, R. D. 1935: Frequency percentage determinations of detrital quartz and feldspar. — *J. Sed. Petrol.*, **5**, 109—114.
- RUSSELL, R. D. 1936: The size distribution of minerals in Mississippi river sands. — *J. Sed. Petrol.*, **6**, 125—142.
- RUSSELL, R. D. 1937: Mineral composition of Mississippi river sands. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **48**, 1307—1348.
- SAVIN, S. M.—EPSTEIN, S. 1970: The oxygen isotopic composition of coarse grained sedimentary rocks and minerals. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 323—329.
- SCHMIDT, V.—MCDONALD, D. A. 1979: Texture and recognition of secondary porosity in sandstones. — In: SCHOLLE, P. A.—SCHLUGER, P. R. (eds): *Aspects of Diagenesis*. — *SEPM Spec. Publ.*, **26**, 209—225.
- SCHNITZER, W. A. 1957: Die Quarzkornfarbe als Hilfsmittel für die stratigraphische und paläontologische Erforschung sandiger Sedimente. — *Erlanger Geol. Abhandl.*, **23**, 13 p.
- SCHNITZER, W. A. 1963: Zur Methodik der Quarzkornfarben-Untersuchung in feinkörnigen sandigen Sedimenten. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **13**, 1—11.
- SELLEY, R. C. 1976: *An Introduction to Sedimentology*. — London, etc.: Academic Press, 408 p.
- SKOLNICK, H. 1965: The Quartzite Problem. — *J. Sed. Petrol.*, **35**, 12—21.
- SPIRANDELLI, W. 1985: Die Sahelzone am Beispiel Somalias. — *Natur und Museum*, **115**, 7, D 5107 E, 189—209.
- STATTEGGER, K. 1989: Heavy mineral events and tectonostratigraphy: The case study of the Neogene Styrian basin (Austria). —

- 10th IAS Regional Meeting on Sedimentology, Budapest, Abstracts, 224—225.
- SUTOV, V. D. 1967: Klassifikacija peszcsanikov. — *Litol. i polezn. iszkop.*, 1967, 5, 86—103.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1933: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. — *Zentralbl. Min. Pal., Abt. B*, 389—401.
- SZIMANOVICS, I. M. 1975: *Kvarc peszcsanüh porod. (Geneticseszkie tipü i posztszedimentacionnue preobrazovanija)*. — Moszkva: Izd. Nauka, Trudü Geol. Inszt. (Doktorszk. dissz.)
- SZTRÓKAY K.—GRASSELY GY.—NEMECZ E.—KISS J. 1970—71: Ásványtani praktikum I—II. — Budapest: Tankönyvkiadó, 402, ill. 494 p.
- TAYLOR, J. M. 1950: Pore space reduction in sandstones. — *Bull. AAPG*, 34, 701—716.
- TEODOROVICH, G. J. 1961: *Autigenic Minerals in Sedimentary Rocks*. — New York: Consultant's Bureau.
- THIEL, G. A. 1940: The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size. — *J. Sed. Petrol.*, 10, 103—124.
- TOBI, A. C. 1962: Characteristic patterns of plagioclase twinning. — *Norsk Geol. Tidsskr.*, 42, 264—272.
- TOWE, K. M. 1963: Paleogeographic significance of quartz clasticity measurements. — *Journ. Geol.*, 71, 79—793.
- TRÖGER, W. E. 1969: *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2*. — Stuttgart: Schweizerbart, 822 p.
- TURNER, F. J. 1951: Observations on twinning of plagioclase in metamorphic rocks. — *Amer. Mineral.*, 36, 581—589.
- TWENHOFEL, W. H. 1950: *Principles of Sedimentation*. — New York: McGraw & Hill, 673 p.
- VAN ANDEL, T. J. H. 1950: *Provenance, Transport and Deposition of Rhine Sediments*. — Wageningen: Veenman & Zonen, 129 p.
- VAN ANDEL, T. J. H. 1951: Petrology of Durance river sands. — *Proc. 3rd Internat. Congress of Sedimentol., Groningen-Wageningen*, 43—56.
- VAN ANDEL, T. J. H. 1952: Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. II. Fazielle Bedingungen und stratigraphische Bedeutung der Schwermineralverwitterung. — *Erdöl u. Kohle*, 5, 100—104.
- VAN ANDEL, T. J. H. 1959: Reflections on interpretation of heavy mineral analyses. — *J. Sed. Petrol.*, 29, 153—163.
- VAN ANDEL, T. J. H.—POSTMA, H. 1954: Recent sediments of the Gulf of Paria. — Report of the Orinoco Shelf Expedition. — *Verh. Kon. Nederl. Akad. Wetensch. Afd. Natuurk.*, 1, 20, 5. Amsterdam: North Holland, 1, 245 p.
- VAN DER PLAS, L. 1966: *The Identification of the Detrital Feldspars*. — Amsterdam: Elsevier, 305 p.
- VINCZE J. 1986: *A Kővágószőlősi Homokkő Formáció uránércesedésének vizsgálata modellkísérletekkel*. — Kand. ért., Pécs, 13 p.
- VINCZE J. 1987: *A mecseki felsőperm uránércesedésének vizsgálata modellkísérletekkel*. — *Földt. Közl.*, 117, 343—373.
- WALKER, T. R. 1967a: Formation of red beds in modern and ancient deserts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 78, 353—368.
- WALKER, T. R. 1967b: Color of recent sediments in tropical Mexico: A contribution to the origin of Red Beds. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 78, 917—920.
- WALKER, T. R. 1968: Formation of red beds in modern and ancient deserts: Replay. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 79, 281—282.
- WALLACHER L. 1989: *Üledékes kőzetek és kőzetalkotó ásványaik I—II*. — Budapest: Tankönyvkiadó, J 14—1656 és 1656a sz. jegyzet, 344, ill. 472 p.
- WAYLAND, R. C. 1939: Optical orientation in elongate clastic quartz. — *Amer. Journ. Sci.*, 237, 99—109.
- WEYL, R. 1951: Schwermineral-Verwitterung in schleswig-holsteinischen Böden. — *Schrift. Nat.w. Ver. Schleswig-Holstein*, 25, 157—165.
- WEYL, R. 1952: Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. — *Erdöl u. Kohle*, 5, 29—33.
- WEYL, R.—WERNER, L. 1951: Schwermineraluntersuchungen in Jungtertiär und Altquartär Schleswig-Holsteins. — *Proc. 3. Internat. Congr. Sedimentol., Groningen-Wageningen*, 293—303.
- WIESENER, H. 1952: Die Verteilung der Schwerminerale im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Bedeutung. — *Verhandl. Geol. B.-A. Wien*, 1952, 207—222.
- WIESENER, H.—MAURER, I. 1958: Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens. — *Eclog. geol. Helv.*, 51, 1155—1172.
- WILLIAMS, C.—YAALON, D. H. 1977: An experimental investigation of reddening in dune sands. — *Geoderma*, 17, 181—192.
- WILSON, I. G. 1972: Aeolian bedforms — their development and origin. — *Sedimentology*, 19, 173—210.
- WILSON, M. D.—PITTMAN, E. D. 1977: Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and palaeoenvironmental analysis. — *J. Sed. Petrol.*, 47, 3—31.
- ZIMMERLE, W. 1963: Zur Petrographie und Diagenese des Dogger-beta-Hauptsandsteins in Erdölfeld Plön-Ost. — *Erdöl u. Kohle*, 16, 9—16.
- ZOBELEIN, H. K. 1948: Geologische und sediment-petrographische Untersuchungen im niederbayerischen Tertiär. — *N. Jb. Geol. Pal., Abhandl. Beil.-Bd.* 84, Abt. B, 233—302.
- ZSABIN, A. G. 1970: Granicü zeren v agregatah. — In: *Ontogeneticeszkie metodü izucsenija mineralov*. — Moszkva: Nauka.

# 21. EOLIKUS ALEURITOK

RÓNAI ANDRÁS

Két fő csoportjuk van:

1. Túlnyomó részük a földi kőzetek mállása, a glaciális erózió, a sivatagi aprózódás, a hordalékkúpok anyagának kiszáradása, vagy a vulkáni kitörések nyomán képződő, s a *szelek által* felragadva gyakran igen nagy távolságra *szállított* finom kőzetpornak a szállító energia csökkenésével, szélárnyékos helyeken való leülepedéséből származik.

2. Lényegesen kisebb mennyiségű, és ezért csak minimális ülepedési aránnyal jellemzett térségek (pl. nagy parttávolságú óceáni területek) üledékei közt mutatható ki a világűrből bolygónk légkörébe került *kozmosz por*.

Úgy tűnik, hogy a 2. csoportbeli üledékeknek a földi üledékképződés hozzáférhető rétegeiben kevés bizonyított nyoma maradt. Ezek képződését, tulajdonságait és előfordulási körülményeit az I. kötet 11.3. fejezete vázolja. Annál több figyelmet érdemelnek azok a légi szállítású, de földi eredetű porból keletkezett üledékek, amelyek uralkodó szemcsefrakciója a durva kőzetliszt tartományba esik.

Porfelhő a sivatagi és a mérsékelt égövekben mindig — így ma is — képződhet (PYE—ZHOU 1989). A légi úton szállított por közötté válását a leülepedés körülményei (elsősorban az éghajlat, másodsorban a felszín domborzata és anyaga, harmadsorban a más üledékekkel való keveredés lehetőségei) határozzák meg. Éppen ezért az eolikus eredet a földi származású por-üledékekre nézve is csak akkor nyilvánvaló, ha azok szárazföldi térszínen, *valódi* vagy *típusos lösz* formájában halmozódtak fel. A nedves térszínen vagy állóvizekben lerakódott, csapadékvíz vagy folyók által áttelepített, hullóporos üledék azonban többnyire olyan szerkezeti, szöveti és anyagi változásokat szenved, amelyek nemcsak litológiai sajátosságait, vízvezető képességét, alapozási és technológiai értékét módosítják, hanem eolikus eredetének felismerését is rendkívül megnehezítik. Az ilyen vegyes képződésű üledékeket tulajdonképpen már csak a képződési folyamat közös kiindulása alapján és megismeréstörténeti okokból lehet — *löszszerű képződmények* néven — az eolikus üledékek közé sorolni.

## 21.1 A TÍPUSOS LÖSZ FOGALMA, SZERKEZETE ÉS SZÖVETE

A lösz, mint önálló kőzetfajta, LEONHARD (1823) ismerte fel. Később BRONN (1830) adott annak Rajna menti előfordulásairól sokoldalú, részletes leírást, típushelyül a Heidelberg melletti Haarlass-t jelölve meg. Jóllehet már francia szakemberek is foglalkoztak vele, a lösz fogalma mégis csak LYELL (1834) nyomán vált világszerte ismertté, annak ellenére, hogy az ő jellemzése semmivel sem haladta meg elődeinek értékes megfigyeléseit, és a lösz állóvízi ülepedésére vonatkozó nézeteit. Az azóta eltelt másfél évszázad kutatásai a lösznek és a rokon kőzeteknek nemcsak a Rajnavölgyi típusterületnél sokkalta nagyobb elterjedését állapították meg, hanem válfajainak és azok képző-

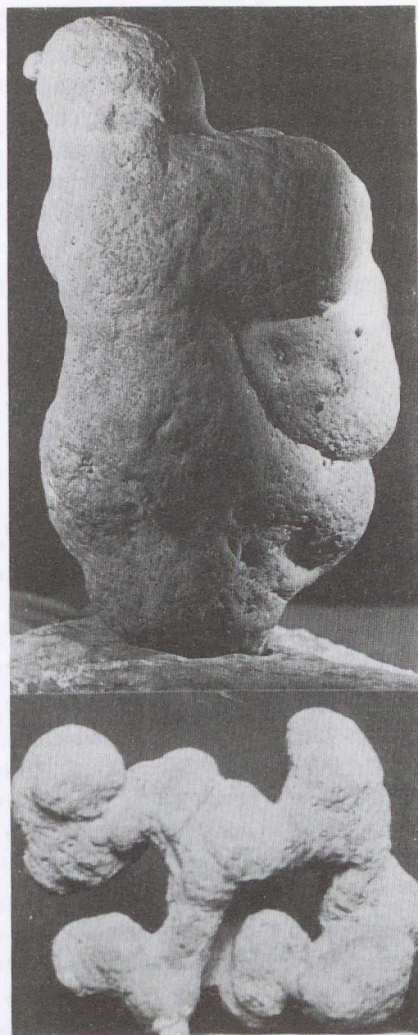
dési körülményeinek a megkülönböztetése is jelentékenyen előbbre haladt. Ennek következtében a valódi vagy típusos lösz fogalmát ma már kénytelenek vagyunk a „löszcsalád” többi tagjától a korábbinál élesebben elkülöníteni.

A *típusos lösz* világossárga színű, egynemű, rétegetlen, igen jól osztályozott, finom szemű, porózus, ennél fogva kicsiny térfogatsűrűségű, 10—30% mésztartalmú, és laza kötése ellenére is meredek falakban megálló üledékes kőzet, amely vidékenként változó (1—60—300 m) vastagságú lepelként települ igen különböző korú, idősebb képződmények gyakran nagy magasságkülönbségű felszíneire (21.1 ábra). Oszlopos elvá-

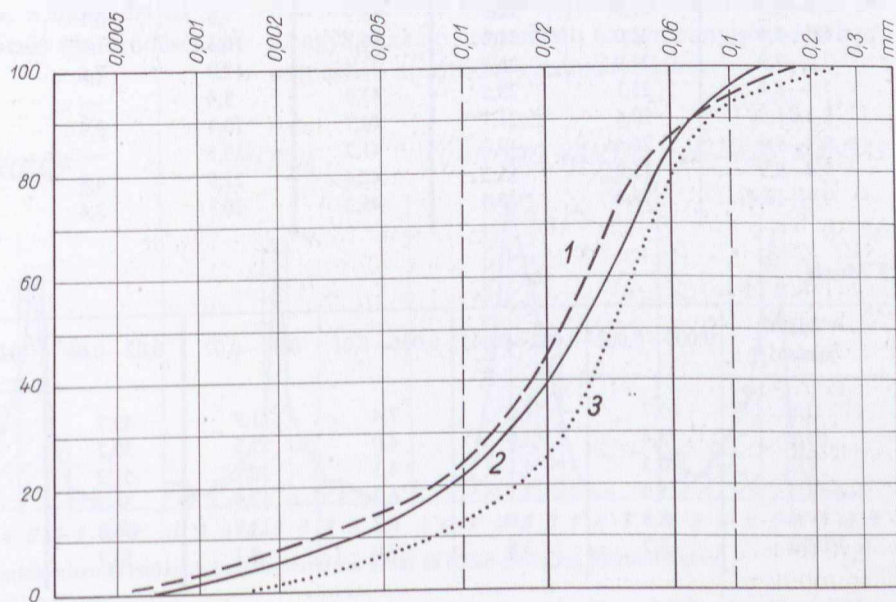


21.1 ábra. Típusos lösz. — Pécel, téglagyári fejtés. — Foto: RÓNAI A. 1957

lását, szakadékképződésre való hajlamosságát, függőleges irányú gyors vízvezető képességét, légnedvességet megkötő voltát részint nagy porozitása, ill. pórusainak a fűfélék gyökereihez hasonló, vertikális elrendeződése, részint a szemcséit, ill. pórusait körülvevő mészhártya, valamint a finom szemcsék közötti kohéziós erők nagysága magyarázza. A vertikális feszültségeket jól viselő, száraz lösz sem a nyírásnak, sem a rázásnak nem bír ellenállni, és ujjainkkal is szétdörzsölhető. A szemcséket bevonó mészanyag egy részét a beszivárgó vizek a löszlepel mélyebb szintjén változatos alakú konkréciók („löszbabák”) alakjában akumulálhatják (21.2 ábra). Ha azonban a löszön áthaladó víz nem képes továbbszivárogni, a lösz átázik, összeroskad, benne üregek, ezek fölfelé harapózása folytán pedig a felszínén besüppedések („löszdoli-



21.2 ábra. Löszbabák. — KRIVÁN P. gyűjtése. — Foto: KLINDA J.



21.3 ábra. Típusos löszök szemcse-eloszlási görbéi

1. Észak-Amerika. 2. Kína. 3. Magyarország.

nák”) képződhetnek. Ezek kialakulásáért újabban sokan a löszön átszivárgó víz szuffúziós — vagyis a finom szemcséket magával ragadó és így talán még a CaCO<sub>3</sub> kioldódásánál is nagyobb anyaghiányt előidéző — hatását is felelőssé teszik.

A típusos lösz szemcseösszetételében a 0,02—0,06

mm-es (durva homokliszt) frakció súlyaránya 45—55% között van; a többi szemcse túlnyomó részét finom kőzetliszt és homok alkotja. Az agyagfrakció mennyisége viszont kicsiny, néha teljesen hiányzik (21.3 ábra). A paksi téglagyár fejtésének 22,9 és 26,0 m, a kulcsi löszfal 5,9—10,4 m közötti mélységből,

21.1. táblázat. A típusos lösz három hazai előfordulásának szemcseösszetétele (mm/súly%)

1. Paks

Mélység (m)	<0,002	0,002—0,005	0,005—0,01	0,01—0,02	0,02—0,05	0,05—0,1	0,1—0,2	0,2—0,5	>0,5	Összesen
22,9—23,1	5,2	1,5	4,6	12,0	50,1	25,0	0,3	0,4	0,2	99,3
23,1—23,3	3,4	1,9	3,7	10,4	50,2	24,7	0,6	0,3	0,1	95,3
23,3—23,5	6,3	5,7	6,6	10,9	44,1	24,8	0,5	0,3	0,1	99,3
23,5—23,7	8,9	6,0	3,8	8,2	51,2	21,8	0,5	0,2	0,1	100,4
23,7—23,9	6,8	5,2	4,0	14,1	51,7	18,7	0,4	0,1	0,1	101,1
23,9—24,0	6,7	6,5	1,8	14,1	51,7	16,5	0,5	0,3	0,2	98,3
24,0—24,1	5,0	1,7	6,3	12,7	44,8	23,5	0,8	0,6	1,0	96,4
24,1—24,2	4,4	5,5	6,0	10,8	46,4	19,4	1,8	2,6	0,1	97,0
24,2—24,3	3,3	6,9	6,4	13,2	45,4	19,5	1,1	1,0	0,6	97,4
24,3—24,5	5,1	5,2	1,3	17,0	48,4	20,8	0,8	0,5	0,4	99,5
24,5—24,7	4,3	7,2	2,0	14,5	41,9	25,3	1,8	0,4	0,1	97,5
24,7—24,9	5,3	3,6	5,2	13,1	53,2	16,1	0,6	0,3	—	97,4
24,9—25,1	6,4	3,6	4,2	17,6	48,9	17,9	0,6	0,2	—	99,4
25,1—25,3	5,1	1,7	5,2	15,5	50,2	22,5	0,8	0,3	—	101,3
25,3—25,5	3,5	3,5	7,8	13,1	55,1	13,8	0,5	0,2	—	97,5
25,5—25,7	4,8	3,2	5,9	18,3	50,2	13,9	0,6	0,4	0,2	97,5
25,7—25,9	4,8	0,8	6,7	22,3	48,4	15,3	0,2	0,2	0,1	98,8
25,9—26,0	4,5	5,0	6,0	21,1	46,4	14,7	0,5	0,3	0,2	98,7

2. Kulcs

Mélység (m)	0,000—0,01	0,01—0,02	0,02—0,06	0,06—0,1	>0,1
5,9—6,4	24,5	22,3	44,3	7,1	—
6,4—6,9	21,8	22,3	48,9	7,8	0,1
6,9—7,4	22,0	21,0	46,7	10,3	—
7,4—7,9	22,0	24,1	41,1	12,0	2,6
7,9—8,4	25,1	23,5	43,0	8,4	—
8,4—8,9	20,6	21,1	46,7	10,3	0,4
8,9—9,4	26,4	19,7	41,2	13,3	—
9,4—9,9	11,9	15,5	42,4	22,9	4,8
9,9—10,4	18,4	10,6	45,2	20,1	3,4

3. Mende

A minta jelzése	0,000—0,002	0,002—0,005	0,005—0,01	0,01—0,02	0,02—0,06	0,06—0,1	0,1—0,2	0,2—0,63
II/3	5,7	1,2	7,4	11,9	49,7	12,5	6,5	4,0
III/2	3,5	2,0	4,0	15,5	50,2	16,5	5,0	2,0
V/2	4,3	4,1	4,3	16,1	51,2	11,0	3,0	1,0
V/4	5,0	3,1	6,2	12,9	51,2	13,0	6,5	1,5
V/6	8,8	1,0	6,7	13,8	56,3	8,5	3,0	1,0
VIII/2	5,2	3,8	9,0	9,1	53,7	9,0	3,0	2,5

1. Paks: KRIVÁN (1955). 2. Kulcs: RÓNAI et al. (1965). 3. Mende: MIHÁLYINÉ LÁNYI I. in: PÉCSI (1965).

Feltárás helye		<0,005	0,005—0,01	0,01—0,05	0,05—0,1	0,1—0,25	Md	So
Kanszu**	Ninccinn	22,5	10,1	55,1	11,9	0,4	0,020	2,50
	Macsiajaitao	23,8	9,3	54,3	12,1	0,5	0,019	2,55
	Juanmao	7,0	3,9	58,6	29,5	1,0	0,032	1,73
	Niencsannjüan	13,2	5,6	64,4	16,4	0,4	0,037	1,77
	Taluho	20,6	9,4	56,5	12,6	0,9	0,026	2,14
Senszi**	Csiblisán	10,6	2,5	45,6	40,8	0,6	0,046	1,74
	Jenan	14,3	6,1	50,2	29,1	0,3	0,032	2,11
	Luliann	11,7	7,8	58,6	21,2	0,7	0,028	1,93
	Cinnjnan	17,9	11,6	54,7	14,6	1,2	0,019	2,34
Vucsenn, Sanszi	Melan tagozat***	16,3	8,9	52,9	20,7	1,2	0,0265	2,168
	Lisih tagozat***	9,2	5,3	62,3	22,4	0,8	0,0340	1,675
	Vucsenn tagozat	24,3	10,4	54,1	10,9	0,3	0,0185	2,520

\* Liu—Chang (1964) nyomán.

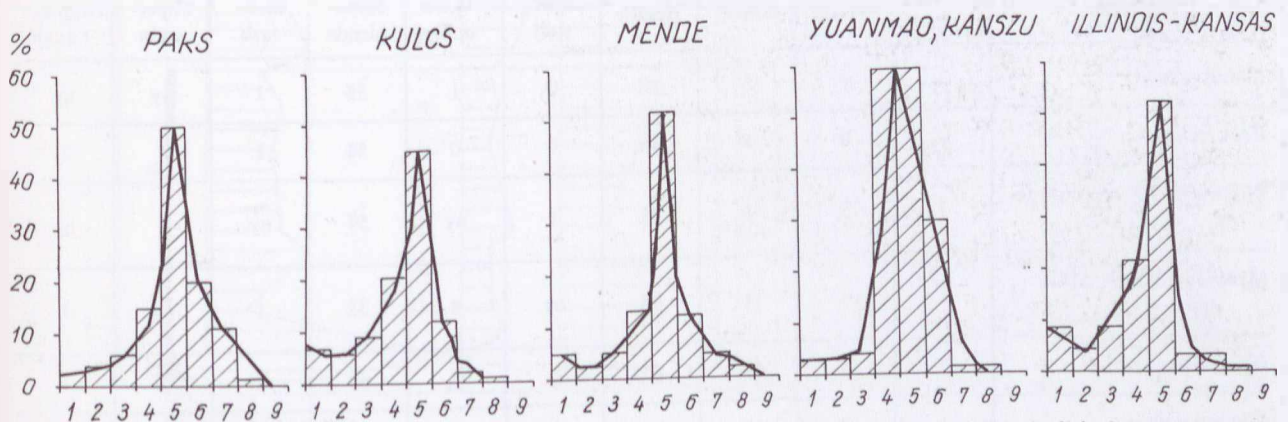
\*\* Kiragadott minták Kanszu és Sanszi tartomány különböző pontjai Huang-tu (lösz) formációjának legfelső, Malan tagozatából.

\*\*\* Kiragadott minták a vucsenni 120 m vastag löszformációból.

valamint a mendei löszfeltárás típusosnak tekinthető löszrétegeiből vett minták szemcseösszetételében (a különböző laboratóriumok által használt sziták eltérő lyukméretei ellenére is) az uralkodó 0,02—0,06 mm-es frakció és a vele közvetlenül szomszédos egy-egy szemcseosztály egymás közt csaknem azonos mennyiségének összege az egész anyagnak közel 80%-át teszi ki, vagy még ennél is többre rúg (21.1 táblázat).

JUHÁSZ (1976) a típusos lösz uralkodó szemcseméretét 0,045—0,055 mm, a homokos löszét 0,060—0,075 mm közé teszi; kiemeli azonban szemcsézetük nagy (16—26) közötti egyenlőtlenégi mutatóját. Szerinte a 0,045—0,055 mm-es frakciót 50—80, a 0,060—0,075 mm-eset pedig 60—90 km/óra sebességű szél képes szállítani. A hullópor lösszé válását elsősorban a szemcséközi „mészváz”-at létrehozó, vadózus kémiai folyamatoknak tulajdonítja; a mészhárttyák kicsapódása ui. a szemcsék gravitációs tömörödését lefékezi.

Kína hatalmas lösztakaróinak szemcsézetét (21.3 ábra) a 0,01—0,05 mm-es frakció uralja, és ezen belül — D-ről É (vagyis a lepusztulási terület) felé haladva — a szemcseméret durvulását mutatták ki: É-on a szemcsézet mediánja általában 0,04—0,05 mm között van; D-i irányban viszont ez az érték fokozatosan 0,04, majd 0,03, végül pedig 0,02 mm-re tolódik el (21.2 táblázat; 21.4 ábra). A kínai löszök abban is eltérnek a magyarországi típusos löszöktől, hogy kevesebb homokot, de több finom frakciót tartalmaznak. Ez azonban már másodlagos sajátosság lehet, mert a típusos löszben kevés az agyagásvány, az agyag és a finom kőzetliszt rendszerint áthalmozódás közben, a helyi üledékképződési viszonyok következményeként keveredik hozzá; ezért a csapadékosabb területek lösze már nem is valódi lösz. BORSY (1973) szerint azonban a hajdúháti löszök esetében a finom kőzetliszt és az agyagfrakció helyenkénti nagy mennyisége részben autochton aprózódás eredménye lehet.



21.4 ábra. Magyarországi típusos löszminták histogramjának összehasonlítása kínai és észak-amerikai löszmintákéval

A vízszintes tengely a következő szemcseosztályokat jelzi (mm-ben):

1. <0,002, 2. 0,002—0,005, 3. 0,005—0,01, 4. 0,01—0,02, 5. 0,02—0,06, 6. 0,06—0,1, 7. 0,1—0,2, 8. 0,2—0,5, 9. >0,5

A típusos lösz 40—50% körüli hézagterfogatata jó osztályozottságának, viszonylagos kötöttsége pedig a szemcséit körülvevő mészhártyának a következménye. Az osztályozott szemesezhalmazok porozitása ui. mindig nagyobb, mint az osztályozatlané; a mészhártya viszont mintegy kőzetvázul szolgál. A lösz mésztartalmának kimosódása porozitásának és szilárdságának csökkenését eredményezi. A száraz állapotban viszonylag nagy teherbírású lösz átnedvesedve képlékennyé válik. A lösz térfogatsúlya 1,4—1,5 t/m<sup>3</sup>. Plasztikus határa 17—20%, folyási határa 20—30% víztartalomnál van. Plasztikus indexe 3—10 közötti

(de néha zérus). Átnedvesedve 10—20%-át veszíti térfogatának, ami roskadásra vezet. Molekuláris víztartó képessége max. 15%, vízfelvevő képessége azonban 30%. Vízáteresztő képessége 10<sup>-3</sup>—10<sup>-4</sup> m/s. Kapilláris vízemelő képessége igen nagy (1—3 m) és gyors: 24 óra alatt 0,7 m-t is elérhet.

A típusos lösz sok helyütt szárazságtűrő csigák házeit, ritkábban szárazföldi gerincesektől származó csontokat vagy villámsújtotta pusztai fák égéséből eredő faszéndarabkákat tartalmaz, de feltűnően szegény pollenszemcsékben.

## 21.2 A TÍPUSOS LÖSZ ÁSVÁNYTANI ÖSSZETÉTELE

A lösz 60—70%-a szögletes kvarc- és földpátszemcsékből áll. Kvarc/földpát hányadosa átlagosan 4; földpátja — az argentinai előfordulások kivételével — túlnyomórészt káliciföldpát. 10—30%-nyi karbonát-tartalmának uralkodó része kalcit, kisebb része pedig dolomit. Csillám- és agyagásványainak részaránya 10—20%. Sárga színét limonit okozza. MIHÁLTZ (1967) szerint állandó talajvízszint alatt a lösz sárga színe a vas redukciója folytán kékessé válhat.

Az észak-amerikai löszöket max. 10%-nyi vulkáni üveg mellett agyagásványtársaságuk szmektit-túlsúlya különbözteti meg az európaiaktól; az utóbbiakban inkább az illit, a közép- és kelet-ázsiaiakban viszont a halloysit uralkodik. A műgyantával szilárdított löszminták vékonycsiszolatában felismerhető kalcitszemcsék többsége molluszkum-héjtöredék, kisebb része másodlagosan kivált kalcit. A törmelékszemcséket néha sötét színű (agyagos?) kéreg borítja.

A löszanyag származási helyének tisztázása céljából az annak 0,1—0,2 mm-es (az USA-ban a 0,062—0,25 mm-es) frakciójára alapozva végzett mikromineralógiai vizsgálatok során különböző területek löszéből számos nehéz- és könnyűásványt mutattak ki (21.3 táblázat: turmalin, cirkon, gránát, magnetit, biotit, közönséges amfibol, enzstatit, hipersztén, augit, diopszid, disztén, epidot, szfén, staurolit, aktinolit, zoizit, klorit, limonit, hematit, ilmenit, apatit, rutil, andaluzit stb; ill. kvarc, plagioklász, ortoklász, muszkovit). Tapasztalat szerint azonban a kezdeti, viszonylag kisszámú vizsgálat alapján mutatkozó területi különbségek (I. FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970, pp. 142—144) a vizsgálatok számának emelésével elmosódnak. Az egyes ásványok mennyisége ui. nemcsak területenként, hanem ugyanazon löszszelvényben is szeszélyesen ingadozik. Ezért a nehézásványok megoszlása csak a legnagyobb óvatossággal használható fel akár a por-

21.3. táblázat. A Peoria-lösz átlagos nehézásvány-tartalma Illinoisban (USA)\*

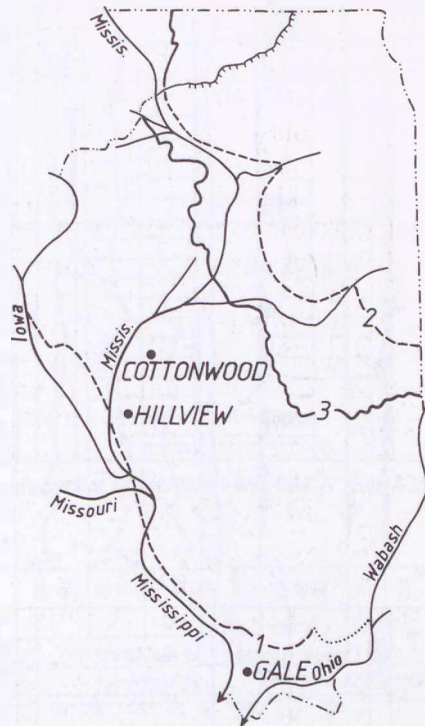
Terület	Turmalin	Cirkon	Gránát	Epidot	Staurolit	Aktinolit	Hornblende	Enzstatit	Hipersztén	Diopszid + augit
Illinois völgye	1	8	8	22	0	1	55	1	ny	ny
Rock völgye	2	9	8	16	0	0	56	1	1	1
Mississippi völgye Alton felett	2	5	6	23	1	ny	59	ny	1	ny
Mississippi völgye Alton alatt	3	15	11	26	ny	4	33	1	ny	1
Ohio völgye	3	5	19	13	0	3	50	1	2	1
Wabash völgye	1	3	12	10	0	7	66	0	1	0

\* Darabszázalékok a 0,062—0,250 mm-es frakcióban (FRYE et al. 1962).

anyag származásának tisztázására, akár a löszön belüli rétegtani szintek elkülönítésére.

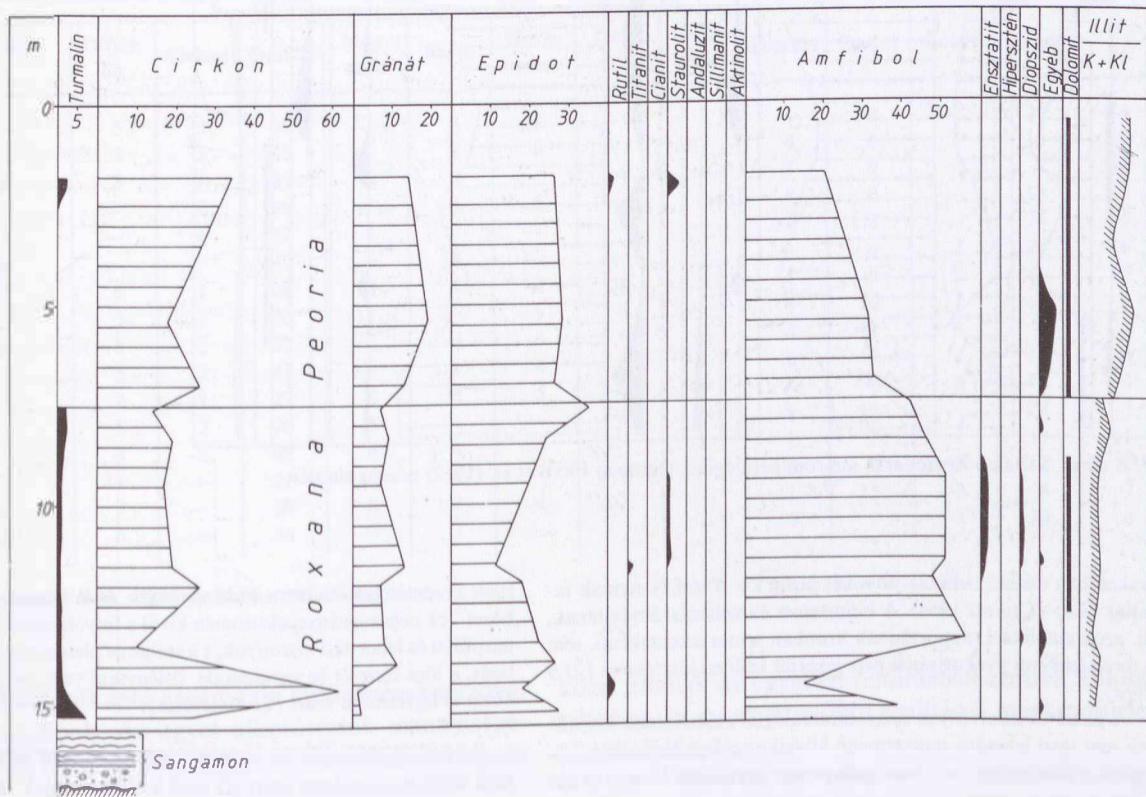
Ez gyakran még ott sem ad egyértelmű eredményt, ahol — mint az USA Illinois államában — az utolsó (wisconsini) jégtakaró határait, az ösfolyóvölgyeket s az utóbbiak vízholdta üledékeiből kifújott portakörök leülepedési idejét viszonylag jól ismerik (21.5 ábra). A paleozóos kőzetekre vagy az illinoisi (=rissi) tillekre a sangamoni (riss/würmi) interglaciális 2–7 m vastagságú, kolluviális eredetű, homokos óstalajszintjének közvetítésével települő, 0,4–12 m-nyi, rétegzetlen „Roxana-szilt” fölött az ugyancsak tömeges megjelenésű Peoria-lösz nyugszik (vastagsága: 1,5–21,5 m). Az előbbi radiokarbon mérések alapján az altoni, az utóbbit a woodfordi stadiálshoz kapcsolják (FRYE—GLASS—WILLMAN 1962). E két lösz-„réteg” megkülönböztetését és további felosztását azonban nem annyira opak és átlátszó nehézségeik relatív gyakorisága, hanem agyagásvány-tartalmuk különbözősége teszi lehetővé. A Roxana-szilt agyagásvány-társaságának ui. — jóllehet vidékenként változó részaránytal — a montmorillonit a főásványa. A Peoria-löszben viszont, a vidékenként erősen változó montmorillonittartalom mellett, az illit mennyisége mindig nagyobb, mint a Roxanában. Ezért a Peoria-lösz illit/kaolinit + klorit hányadosa a Roxanától mindig felülmúlja, s az illitesebb tillek felől jövő folyóvölgyek Peoria-löszében különösen nagy értéket vesz föl. Az illinoisi löszök agyagásvány-megoszlásának a környező tillekéhez való hasonlósága tehát a löszanyag származási irányát is elárulja. Megerősíti ezt a különbséget, hogy a Peoria-lösznek a <2 mm-es frakcióban csaknem mindenütt jelentkező dolomit-tartalmával szemben a Roxana-sziltnak főleg csak a középső része dolomitos (21.6–8 ábra).

A kínai Löszfennsík anyagában a kvarc, a földpát, a csillám és a karbonátok együttes mennyiségét 80–90, a 0,1–0,01 mm-es



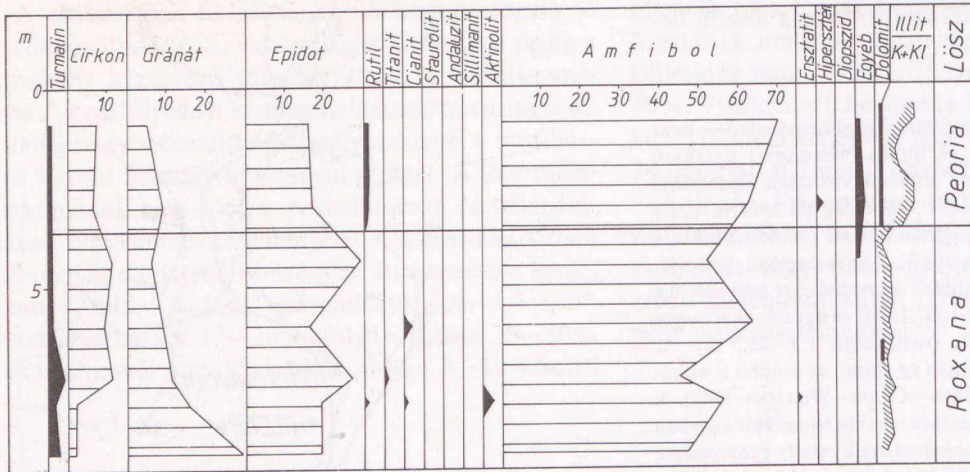
21.5 ábra. Az illinoisi löszterület helyszínrajza a jégtakaró-határok föltüntetésével, FRYE *et al.* (1962) szerint

1. Az illinoisi (rissi) eljegesedés, 2. az altoni, 3. a woodfordi stadiális határa.

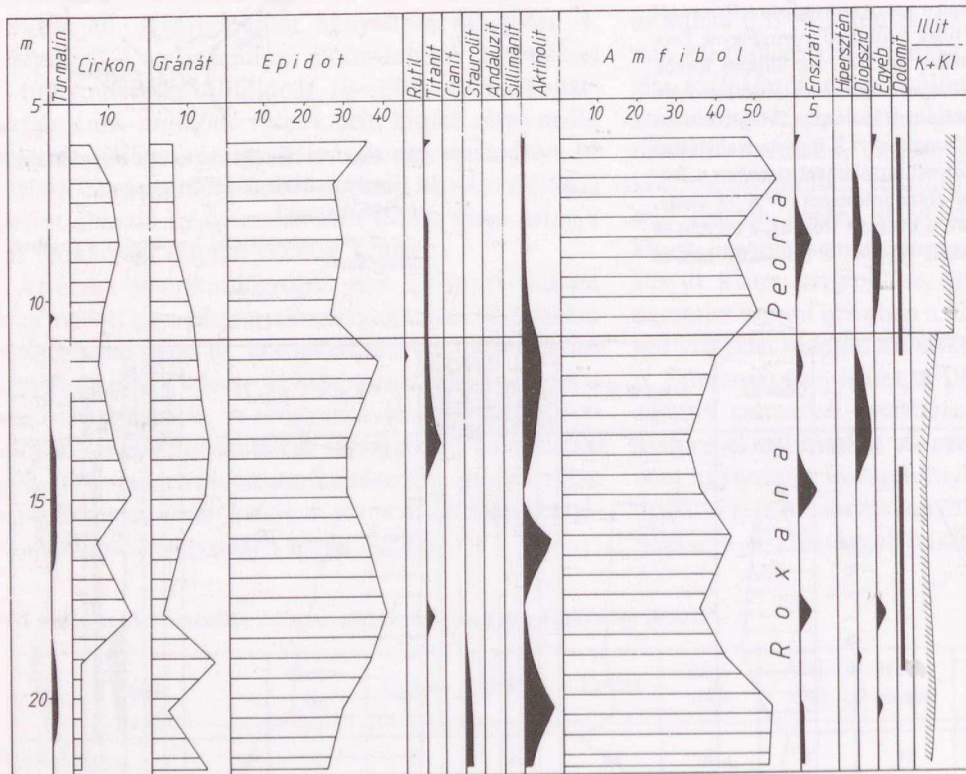


21.6 ábra. A Cottonwood School-i löszfeltárás mikromineralógiai szelvénye (Illinois), FRYE *et al.* (1962) adatai alapján

K + Kl = kaolinit + klorit.



21.7 ábra. A Hillview-i löszfeltárás mikromineralógiája (Illinois) FRYE *et al.* (1962) adatai alapján



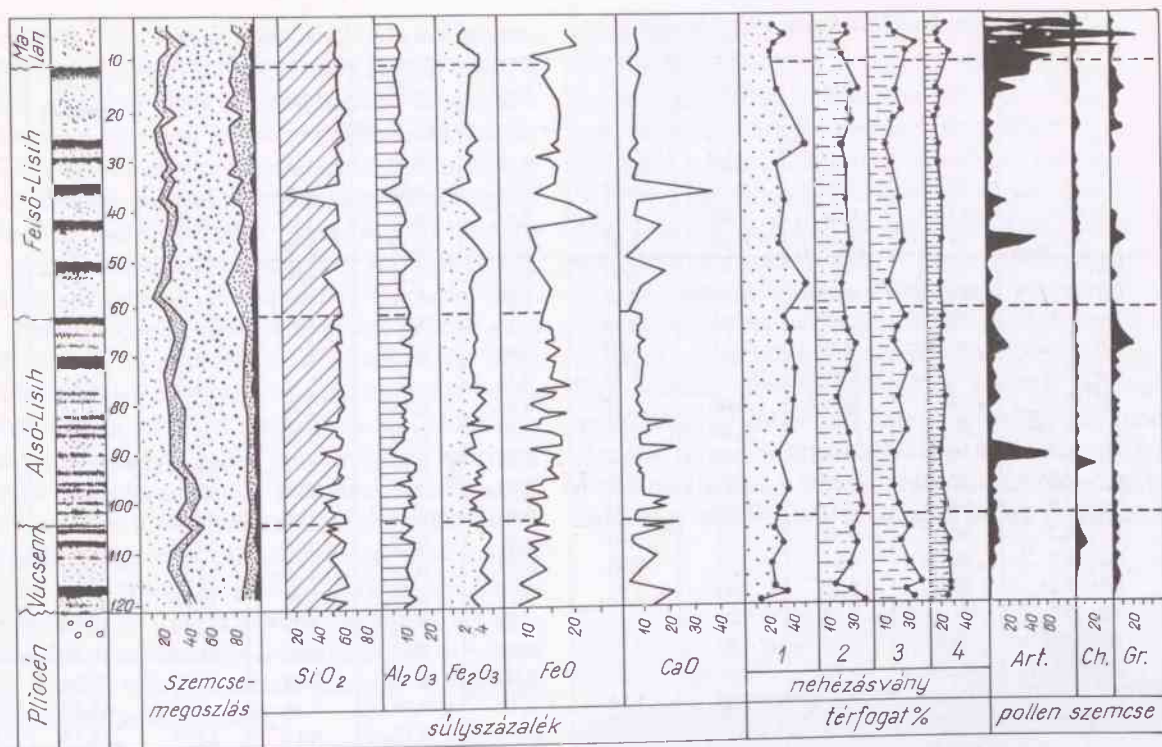
21.8 ábra. A Gale-i löszfeltárás mikromineralógiája (Illinois) FRYE *et al.* (1962) adatai alapján

frakcióban dúsuló nehézásványokét pedig kb. 4 térf. %-nyinak találták (LIU—CHANG 1964). A kimutatott 49 nehézásványfajtának, ill. azok stabilitási csoportjainak azonban sem a szintenkénti, sem a területenkénti gyakoriságát nem sikerült kellően kiértékelni (21.9 ábra).

A hazai löszszelvények mikromineralógiai elemzésének kis száma sem teszi lehetővé messzemenő következtetések levonását. Löszünk e módszerrel való tanulmányozása egyébként is csak akkor

lehet eredményes, ha az a löszszelvények és a lehetséges „anyaközet”-ek nehézásványspektrumain kívül a folyóhálózat és klíma, a települési és lehordási viszonyok, s a széljárás pleisztocénbeli alakulását, a lösz fáciesét és vastagságát, öslénytani vagy radiometrikus korát is figyelembe veszi (21.4 táblázat).

Az egymáson fekvő löszszintek kémiai alkotórészeinek megoszlásában mutatkozó különbségek természete



21.9 ábra. A vučseni löszszelvény Kinában LIU—CHANG (1964) nyomán

A szemcseosztályhatárok balról jobbra baladva: 0,005; 0,01; 0,06; 0,1.

A pollenszemcsék darabszámait feltüntetett oszlopokban: Art: Artemisia (üröm). — Ch: Chenopodiaceae (libatopfélék). — Gr: Gramineae (fűfélék).

21.4. táblázat. Nehézasvány-eloszlás a kulcsi löszrétegekben\*

Mélység (m)	Turmalin	Cirkon	Gránát	Magnetit	Biotit	Hornblende	Ensztatit	Hipersztén	Disztén	Epidot	Zoizit	Klorit	Limonit
2,9	5	3	36	—	5	10	—	—	—	6	—	21	14
3,5	3	5	35	—	8	8	—	—	4	6	3	15	10
4,9	3	—	37	9	3	—	4	—	3	9	2	7	12
5,4	—	2	39	—	4	6	—	—	4	6	—	19	15
5,9	—	6	32	8	—	—	—	—	—	8	—	26	5
6,4	—	—	32	6	11	—	—	—	—	6	2	20	6
10,4	6	1	29	12	4	2	1	1	1	8	2	11	15
10,9	5	2	30	11	—	1	8	—	9	10	4	6	6
11,4	6	2	32	7	3	6	6	—	4	11	3	9	5
11,9	5	2	41	—	8	4	—	—	6	2	2	12	6
12,3	2	1	27	5	6	5	4	—	4	8	3	11	4
12,8	5	2	20	8	—	—	6	—	8	12	—	10	5
13,4	3	—	42	6	4	—	—	—	1	2	1	17	11
13,9	11	—	21	15	4	—	6	—	6	6	7	11	7
14,9	7	—	20	8	2	4	5	—	11	15	2	6	7
15,9	6	—	46	—	7	—	—	—	5	7	4	10	4

\* Darabszázalékok. Elemző: MIHÁLYINÉ LÁNYI I.

tesen a közöttük levő ásványtani különbségeknél jóval tompítottabbak. Az egyes alkotórészek mennyiségében ennek ellenére mutatkozó táji eltérések pedig oly

közel állanak az egyetlen feltárásbeli szintek különbségeihez, hogy az az előbbi realitását megkérdőjelezi (21.5 táblázat).

Mélység (m)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Izzítási veszteség	Nedv. (-H <sub>2</sub> O)
0,3—0,7	52,02	0,44	5,29	1,72	0,57	0,12	3,90	15,08	16,39	0,34
0,7—1,2	42,92	0,41	4,74	1,44	0,54	0,08	3,48	22,30	21,19	0,49
1,2—1,7	44,14	0,36	5,36	1,91	0,52	0,10	3,10	20,94	20,11	0,67
1,7—2,2	49,62	0,40	6,90	1,99	0,73	0,11	3,74	15,47	17,29	0,68
2,2—2,7	52,08	0,37	8,41	2,40	0,73	0,12	4,68	13,17	14,98	0,73
2,7—3,2	51,58	0,41	7,94	2,69	1,00	0,12	4,74	13,91	15,28	0,98
3,2—3,8	52,58	0,39	9,44	2,89	1,13	0,10	4,20	10,53	13,37	0,73
3,8—4,4	60,24	0,40	10,73	3,03	0,91	0,15	2,20	9,54	10,55	1,34
4,4—5,2	66,92	0,44	12,27	3,34	0,72	—	1,84	4,26	7,04	1,67
5,2—5,7	42,26	0,36	6,05	3,72	0,64	0,14	2,16	21,36	20,26	0,50
5,7—6,2	49,14	0,34	6,34	2,38	0,70	0,13	3,86	16,30	17,02	1,05
6,2—6,7	56,46	0,39	8,69	2,55	0,78	0,10	4,02	10,63	12,64	1,09
6,7—7,2	52,84	0,39	8,54	3,22	0,73	0,15	3,80	12,65	14,08	0,94
7,2—7,7	49,62	0,32	6,41	2,34	0,58	0,16	3,60	15,56	17,52	0,73
7,7—8,2	50,20	0,32	8,21	2,43	0,86	0,12	3,10	14,30	15,81	0,74
8,2—8,7	50,26	0,31	7,84	2,64	0,97	0,13	3,88	14,31	15,69	1,13
8,7—9,2	52,88	0,36	9,43	2,76	1,13	0,06	4,80	10,69	12,90	0,62
9,2—9,7	51,06	0,47	9,05	2,67	0,82	0,04	3,31	12,89	14,86	0,66
9,7—10,2	56,26	0,36	7,82	2,75	0,89	0,12	3,80	11,25	12,59	0,73
10,2—10,7	56,54	0,35	7,66	2,67	0,80	0,15	2,82	12,37	12,36	0,62
10,7—11,2	66,30	0,32	7,34	2,10	0,71	0,09	2,34	8,57	10,25	0,71
11,7—12,2	53,06	0,36	8,86	2,85	0,52	0,15	4,15	12,71	14,15	0,77
12,2—12,6	57,94	0,39	9,56	2,70	0,84	0,11	3,10	10,83	11,64	1,19
12,6—13,1	54,16	0,36	8,60	3,18	0,87	0,11	3,60	11,67	13,30	0,99
13,1—13,7	53,12	0,28	8,79	2,93	0,98	0,08	3,56	11,07	13,96	1,01
13,7—14,2	58,48	0,28	9,11	2,97	0,58	0,05	1,94	10,25	12,85	2,08
14,2—15,2	47,32	0,24	6,68	2,54	0,54	0,06	1,82	17,80	18,47	1,37
15,2—16,2	48,40	0,22	6,66	2,39	0,68	0,08	2,01	18,52	17,67	0,74
16,2—17,2	54,16	0,32	8,46	2,82	0,82	0,11	2,96	11,65	13,63	1,19
17,2—18,2	62,86	0,28	8,64	2,72	0,71	0,06	2,70	8,64	10,20	0,91
18,2—18,7	55,88	0,27	10,65	2,97	0,82	0,07	2,20	10,37	12,51	1,11
18,7—19,9	51,86	0,26	10,51	3,35	1,00	0,06	2,50	11,81	14,06	1,03
21,3—22,3	60,00	0,28	9,53	2,84	0,76	0,07	2,04	9,11	11,24	0,67
22,3—23,3	64,84	0,22	8,51	2,30	0,68	0,07	2,10	8,86	9,78	0,42
23,3—24,3	56,40	0,12	10,90	3,22	0,86	0,11	2,20	10,41	11,96	0,76
24,3—24,4	63,38	0,24	11,74	4,33	0,41	0,05	1,72	4,76	10,58	2,32

A löszök nyomelemeiről (TAYLOR *et al.* 1983) hazánkban egyelőre csak szórványos adataink vannak. Ezek egyrészt a lösz nyomelemekben való gazdagságát, másrészt nyomelemeinek a fekvő kőzetektől való

különbözőségét tanúsítják, ami a lösztalajok más kedvező tulajdonságain túl azok termékenységének mezőgazdasági fontossága miatt továbbkutatásra érdemes tényezője.

### 21.3 A LÖSZ KÉPZŐDÉSE ÉS ELTERJEDÉSE

A lösz kezdetben számos kutató állóvízi (tavi, sőt tengeri) vagy folyami eredetűnek vélte, mások a fekvő kőzet mállási termékének, esetleg vulkáni porlerakódásnak tekintették. Szerepet játszott ebben agyagosabb félésegeinek finomsága, előfordulásainak széles medencealakulatokhoz és folyóvölgyekhez való gyakori kapcsolódása, olykor megfigyelt rétegzettség, s nem utolsósorban molluszkumainak téves meghatá-

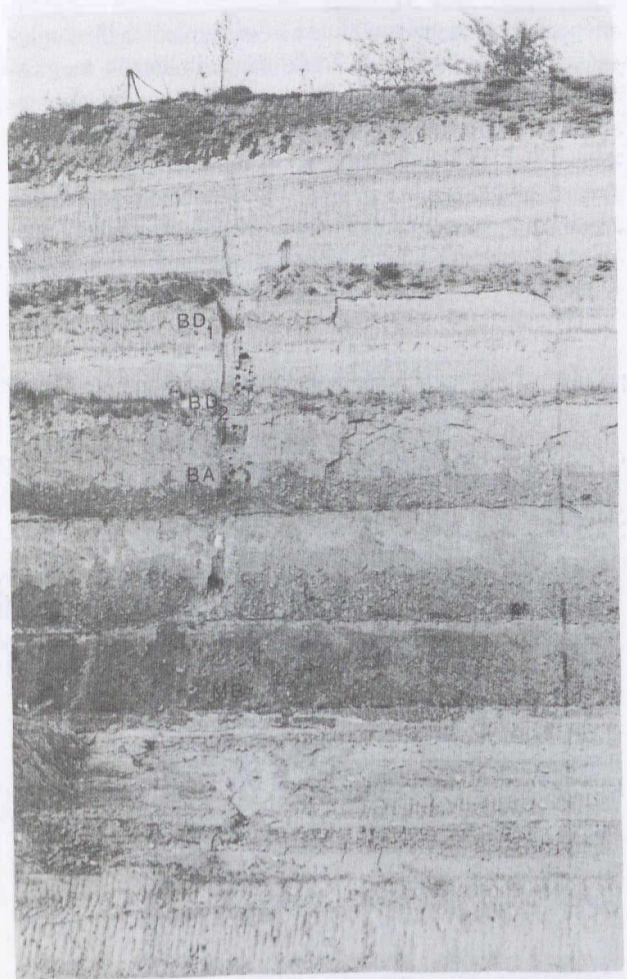
rozása, ill. helytelen ökológiai értékelése, valamint egyes változatainak különböző közettörmelékekkel való keveredése. A löszgenetika forradalmi átalakulása RICHTHOFEN (1882) nevéhez fűződik, aki ÉK-Kína 2400 m tszf. magasságú hágoinak löszlerakódásait a jelenlegi porviharok eolikus üledékeihez hasonlóknak, és képződésüket ma is végbemenő folyamatnak minősítette. Hasonló véleményen van PYE—ZHOU (1989) is.

Az elsődleges löszanyag porhullásból való származtatása ma is azon a nagyfokú egyezésen alapul, amely a szemcsék alakja és azok nagyság szerinti megoszlása tekintetében a lösz és a jelenkori porüledékek között fennáll. A valódi lösz eolikus származásával annak minden fentebb említett tulajdonsága összhangban van. Az ellenkező föltevéseket viszont negatív bizonyítékok sora küszöböli ki. A *típusos lösz* tavi eredetét pl. a parti képződmények, öblök, delták, száradási repedések, hullámfodrok, édesvízi ősmaradványok és a rétegzés hiánya, az agyagtartalom kicsiny volta zárja ki. Folyami eredetét a folyami üledékekkel való összefogazódásnak, a folyóvízi rétegzésnek és faunának a hiánya mellett nagy térszíni magasságokig felnyúló, lepelszerű települése cáfolja. Fekvőjének mállásából való keletkezését a mindenkori fekvőjétől való litológiai függetlensége teszi valószínűtlenné, hiszen ásványai sehol sem azonosak a fekvő ásványaival, szemcsézete csak ritkán durvul a fekvő irányában, sík terepen ható fizikai mállás pedig — szállítás nélkül — nem hozhat létre a valódi löszéhez hasonló vastagságú kőzetliszt-felhalmozódásokat.

Közvetve a lösz porüledék-jellegét bizonyítja az a sikertelenség is, amely anyaga származási helyeinek mikromineralógiai vagy analitikai módszerekkel való felkutatását kísérte. A lösz szemcséinek zöme ui. könnyűásványokból áll, nehézasványai pedig általában finomabbak a nehézasványvizsgálatra alkalmas szemcsenagyságnál, és ezért nem is tükrözik híven a szolgáltató terület(ek) közettani összetételét. A változó irányú és sebességű légáramok ui. a nehézasványokat eleve kiválogatva kapják fel: a nehezebbekből csak a nagyon aprókat, a nagyobb méretűekből pedig csak a könnyebbeket emelik magasba; szállítás közben azonban — a szélerősség változásától függően — már ezek egy része is kiszitálódik. Ez pedig a lösz nehézasvány-spektrumát még akkor is véletlenszerűvé teszi, ha a leülepedő por más üledékekkel való egyidejű vagy utólagos keveredésének lehetőségét egyelőre számításon kívül hagyjuk. Bizonyára ez is oka annak, hogy a lösz nehézasványainak cioszlása különbözik a vízi üledékekétől.

A légkörben lebegő por letelepedésének helyeit az uralkodó szelek iránya, erőssége és a domborzat jelöli ki. A lerakódó üledék szemcséösszetételének a származási helytől a leülepedés térségéig elvileg finomodnia kellene, valójában azonban ilyen finomodást nem mindenütt tapasztalunk. VEKLIČ (in PÉCSI 1979, pp. 35—64) szerint az ukrainai lösztakaró vastagsága részint D és DK felé, részint a nagy folyóvölgyektől távolodva csökken. A képződő üledék minőségét elsősorban a lerakódási környezet szabja meg, hiszen hullhat a por száraz, füves pusztákra és erdőborította, nedves térszínre, mocsarak, tavak, tengerek vizébe, mozdulatlan maradhat síkvidékeken, áthalmozódhat

lejtők mentén és folyók árterein. Ezek a finom üledék szerkezetét, szövetét és ásványtani összetételét jelentősen befolyásoló, helyi körülmények a felelősek azért, hogy a tágabb értelemben vett löszcsalád képződési módjáról még ma is oly eltérő nézetekkel találkozunk. A 19. sz.-ban divatos tavi eredetet ugyan már nagyrészt feladták, a folyóvízi származtatásnak azonban ma is több képviselője van. RUSSELL (1944) pl. a Mississippi-völgy alsó szakaszának löszét a mocsaras folyóteraszok kőzetlisztjének mállása és lejtő menti lecsúszása révén származtatja. Eredetetik azonban a lösz vulkáni porból, különböző kőzetek reziduális málladékából, ismétlődő fagyok termelte anyagból, glaciális törmelék aprózódásából, kozmikus porból. Az újabb kutatók közül egyre többen származtatják a lösz nagy távolságból, a hideg és meleg sivatagok, a



21.10 ábra. A mendei téglagyári löszfeltárás fosszilis talajzónái PÉCSI M. elnevezései szerint. — Foto: BORSY Z.

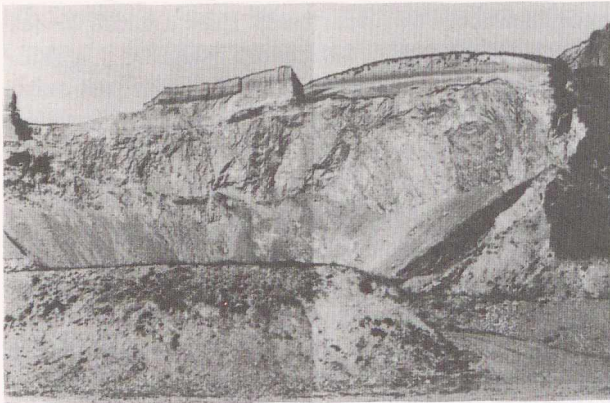
MB: Mendei bázisszint (termolumineszcenciás kora  $105\,000 \pm 17\,000$  év).

BA: Basahare első szint.

BD<sub>2</sub>: Basahare dupla 2.

BD<sub>1</sub>: Basahare dupla 1.

Az MB szint felső-pannoniai agyagon nyugvó proluviális homokra, futóhomokra és löszös homokra települ.



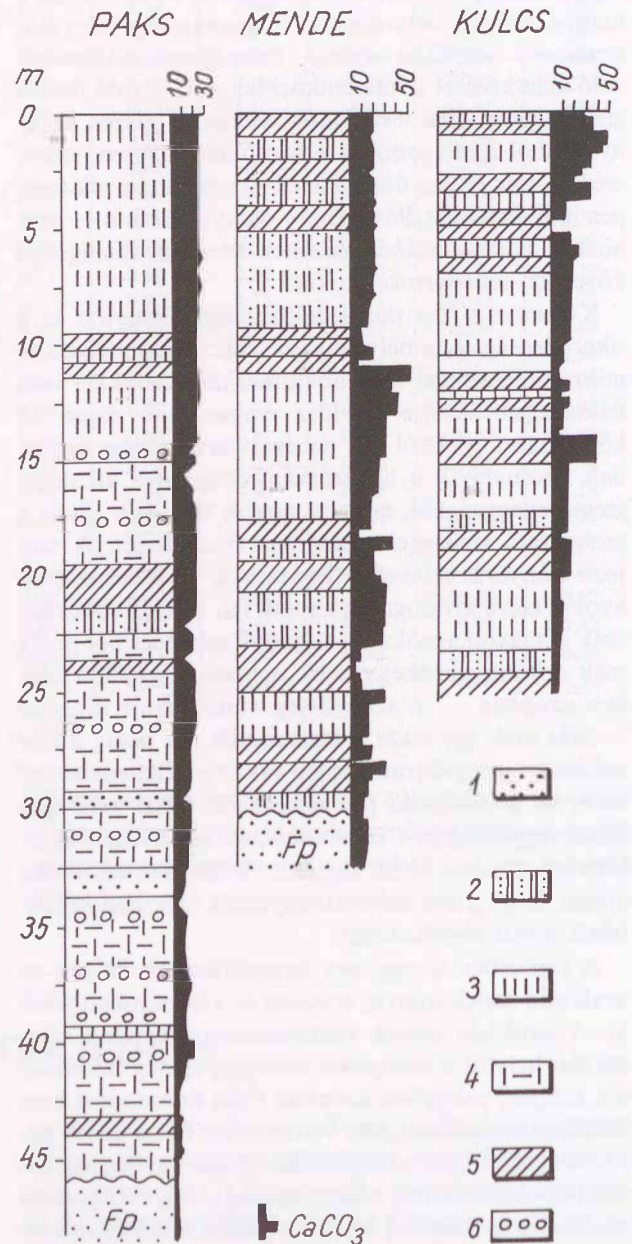
21.11 ábra. Középső-triász dolomit lenyesett felszínének löszleple egy alsó és egy közbülső fosszilis talajzónával. — Váralja (Északi-Mecsek): a nagy dolomitfejtő K-i oldala. — Foto: BALOGH K., 1955

korábban eljegesedett területek és a magashegységek kopárságai felől eolikus szállított porból. Sokan mégis a vegyes származtatás hívei, amiről a fluvioglaciális, eluvioglaciális és eolikofluviális löszök megkülönböztetése tanúskodik. A típusos lösz azonban szerkezete, szemcsemérete, a szélárnyékos lejtőkön való elterjedése, a periglaciális, ill. sivatagi területek szegélyéhez való kötődése határozottan szélhordta üledéknek mutatja, a tágabb értelemben vett löszcsalád elterjedése viszont sok helyt összekapcsolódik a nagy folyók ártereivel.



21.12 ábra. A paksi löszfal ma már nem látható, klasszikus feltárása, közbetelepült folyóvízi és futóhomok rétegekkel, sötét fosszilis talajzónákkal. — Foto: RÓNAI 1952

Növénymaradványok, spóra- és pollenszemcsék a típusos löszben igen ritkák. Molluszkumai és gerinces faunája szerint (pl. *Fruticicola hispida*, *Helix hispida*, *Pupilla muscorum*; mammut, rénszarvas, óriás szarvas, mosusz-ökör, havasi nyúl, mormota, lemming stb.) a löszcsalád túlnyomó része a pleisztocénben keletkezett. Pleisztocén előtti valódi löszöket nem ismerünk; csupán Norvégia és a Spitzbergák késői prekambriumából, valamint ÉNy-Colorado középső-karbon-alsó-permjéből (JOHNSON 1989) említenek löszszerű képződményeket (lösziteket). A lösz Kínában megfi-



21.13 ábra. Hazai klasszikus löszszelvények vázlata KRIVÁN (1955: Paks), PÉCSI (1965: Mende) és RÓNAI et al. (1965: Kulcs) szerint  
1. Homok — 2. Lössös homok, homokos lösz. — 3. Löss. — 4. Iszapos, agyagos lösz.  
— 5. Fosszilis talajréteg. — 6. Mészkonkréciós réteg. — Fp = Felső-pannoniai.

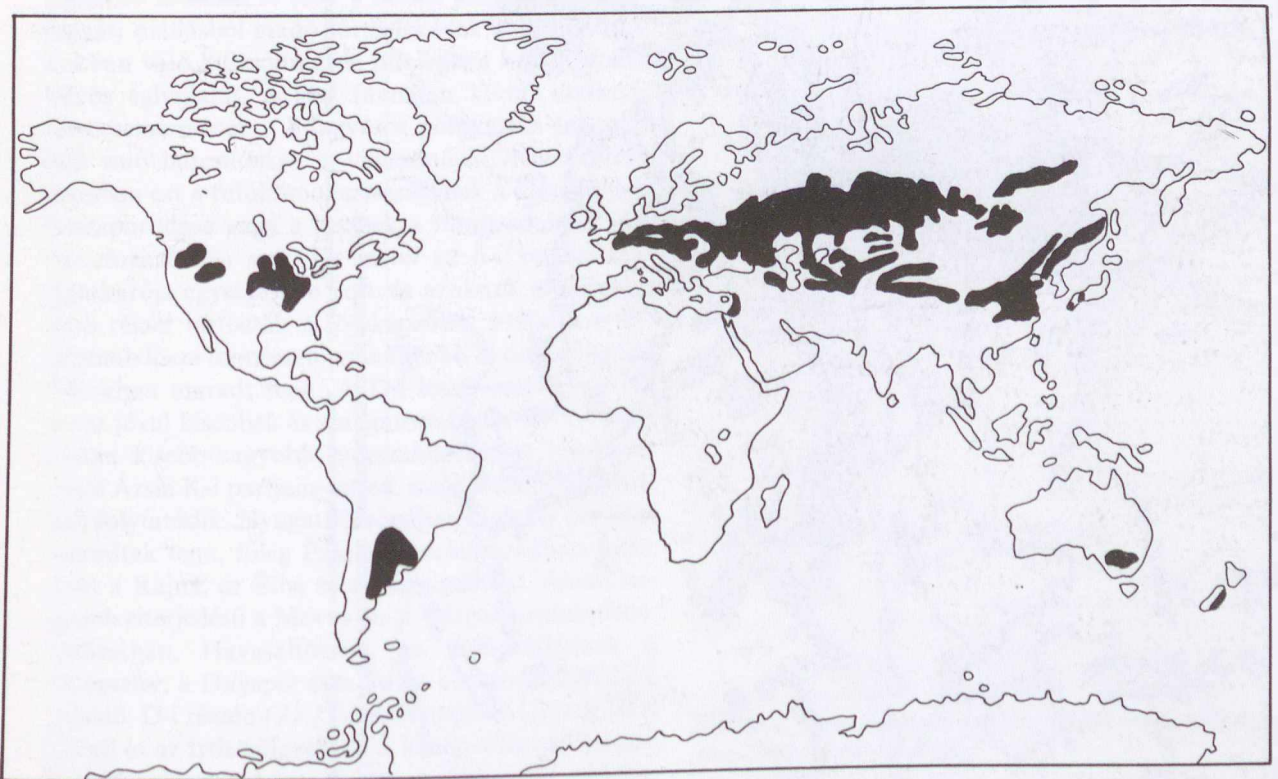
gyelt jelenkori képződésének mértéke évi 2 cm-t is elérhet. Keletkezésének intenzitása és elterjedése az É-i féltekén az utolsó (würmi = weichseli, ill. wisconsini) eljegesedés maximumán volt a legnagyobb, amelynek idejét az i. e. 65 000—28 000 év közé teszik. Bár ezt csak viszonylagos helyzetük indokolja, Európából prewürmi löszöket is leírtak. Biztos koradatok azonban eddig még nem állnak rendelkezésre, mert a lösz — mágneses érzékenységének csekély volta miatt — paleomágneses mérések végzésére alig alkalmas. A magyarországi löszök általában normális polaritása azonban arra vall, hogy mindannyiuk a *Brunhes* nevezetű, utolsó normális polaritású perióduson belül keletkezett. Eszerint a legrégebb löszfelhalmozódások sem lehetnek 0,5—0,7 millió évnél idősebbek.

BORSY—FÉLSZERFALVI—SZABÓ (1979) *termolumineszcenciás* koradatai szerint a mendei löszszelvény legalsó fosszilis talajsintjének kora kb. 105 000, a paksi szelvény 37. m-ében levő homokos löszé kb. 200 000, a 27,5—28,0 m közötti talajsint 125 000 év. Hazai radiokarbon vizsgálatok pedig azt mutatják, hogy nálunk helyenként még a würm végén (az i. e. 28 000 és 13 300 év között) is 8—10 m (a Nyírségben 5 m) vastagságú lösz rakódott le.

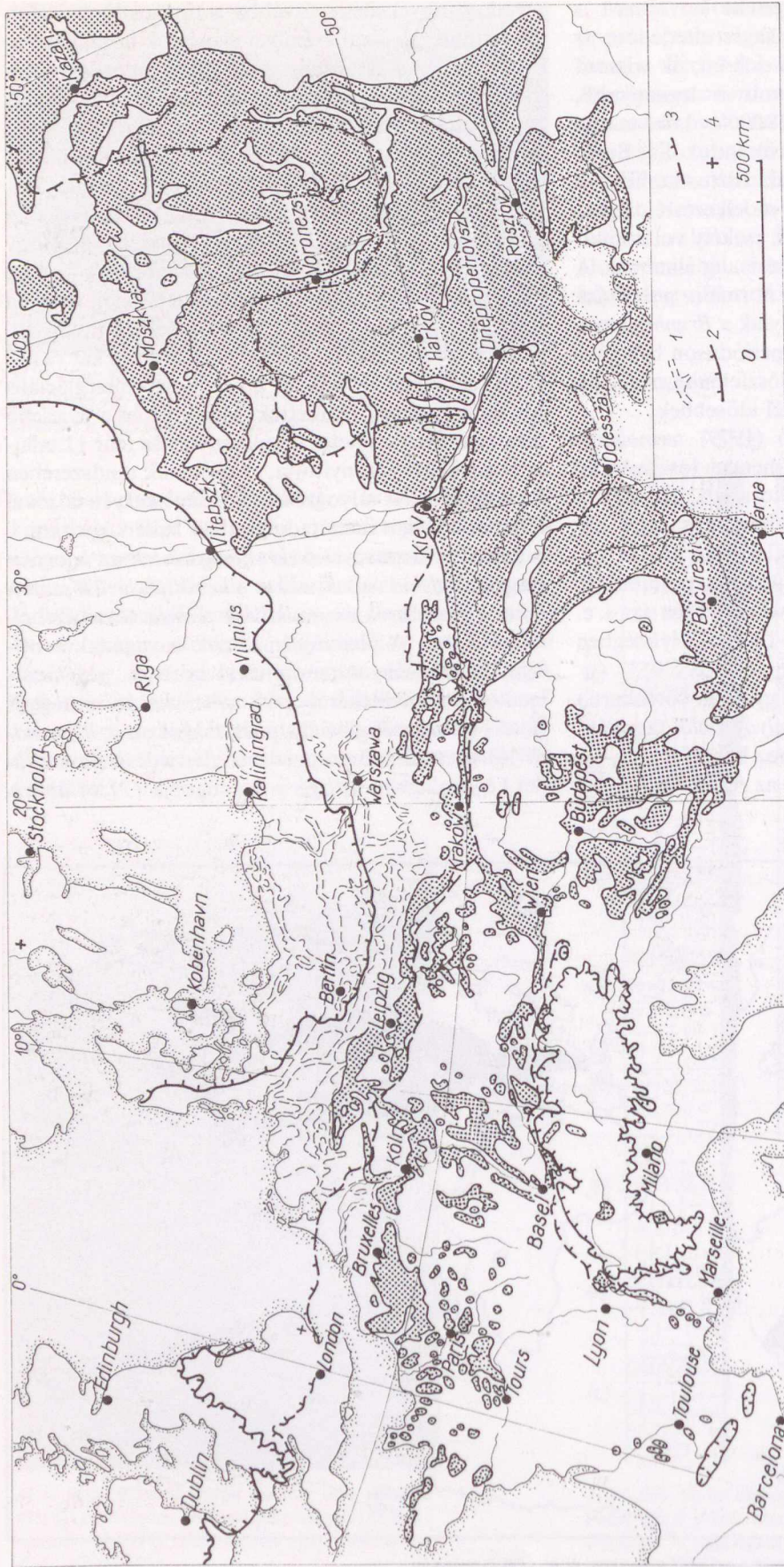
A vastagabb löszlerakódásokat gyakran vörösbarna színű és módosult szemcsézetű *vályogzónák* tagolják, amelyeket a típusos lösz anyagához képest a  $\text{SiO}_2$ - és a CaO-tartalom erős csökkenése, az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - és  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -

tartalom növekedése, továbbá a típusos lösz tisztán szárazföldi csigáival szemben vízi fajok hozzákeveredése jellemez. Ezért ezeket enyhébb és csapadékosabb klímában létrejött, *fosszilis talajrétegek* (talajosodás következtében degradált felszíni löszsávok) gyanánt értékelik (21.10, 21.11, 21.12, 21.13 ábra). Közülük a három legvastagabbat eleinte a három interglaciálisal, a később kimutatott 6—8 vékonyabbat pedig az interstadiálisokkal igyekeztek párhuzamosítani. Hogy azonban a vályogzónák korát mennyire nem szabad kis vastagságú és hiányos felszíni feltárások alapján megítélni, azt éppen magyarországi példák mutatják. A hazai löszfeltárások legtöbbszörében látható két vastagabb talajzónát ui. sokáig a két utolsó interglaciális képződményének tekintették. Mikor aztán a teljesebb löszszelvények részletes tanulmányozása már 11 talajsint jelenlétét bizonyította, ez utóbbiak rendszerében az említett két vályogzóna rétegtani helyét is jóval följebb, a würm interstadiálisaihoz kellett kijelölni.

Mindent összevéve: *ha a vályogszintek az intersztrakaszok üledékei voltak, akkor a közöttük levő löszszinteket a glaciálisok és stadiálisok termékeiként kell elkönyvelnünk.* A pleisztocén löszök anyagának a belöldi jégtakarók alapmorénával borított, vegetációmentes peremvidékéről való származását és a gyér fűvel borított periglaciális pusztaságokon („lösztundrá”-kon) való felhalmozódását elterjedésének a Földet két szalagban átfogó volta sugallja (21.14 ábra).



21.14 ábra. A löszcsalád közeiteinek elterjedése a Földön TAYLOR et al. (1983) nyomán

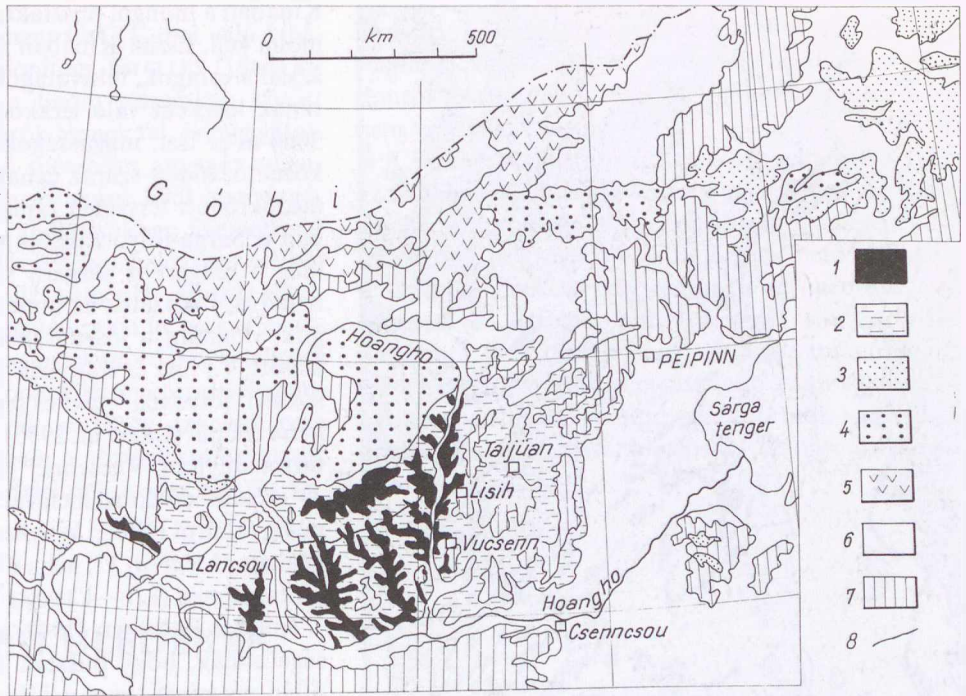


21.15 ábra. A lösz elterjedése Európában és az ösfolyamvölgyek

I. Ösfolyamvölgyek. — 2. A würmi eljegesedés határvonalala. — 3. A rissi eljegesedés határa. — 4. Kisebb löszröltek.

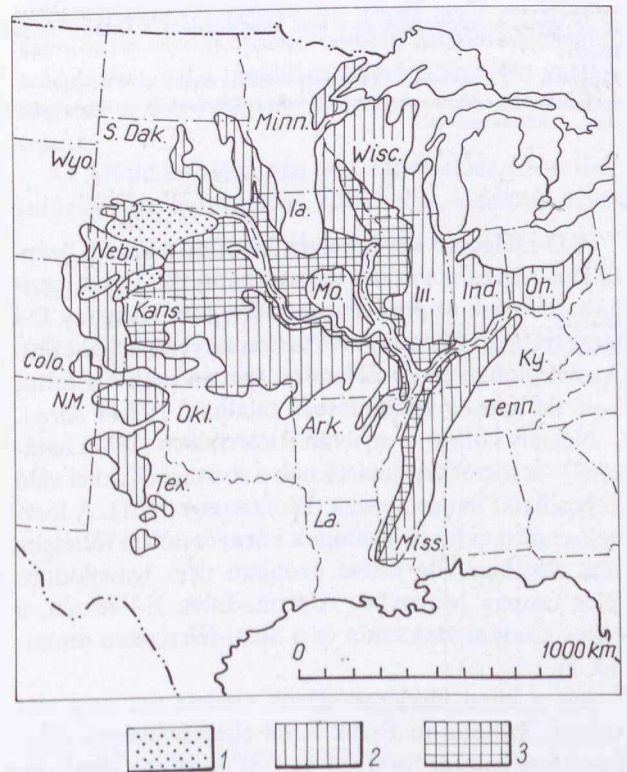
21.16 ábra. A kínai Lőszfennsík és környezete átnézetes térképe LIU—CHANG (1964) nyomán, némileg egyszerűsítve

1. Idősebb (Lisih- és Vucsenn-) lösz. — 2. Fiatal (Malan-) lösz. — 3. A Lőszfennsík-kon kívüli löszök. — 4. Sivatag. — 5. Fűves puszta. — 6. Allúvium és más negyedkori üledékek. — 7. Hegységi fekkőzetek. — 8. A homokos és a tipikus lösz határvonala.



E két löszövek a sarkok felé néző határa ui. általában a maximális eljegesedés frontvonalával esik össze, az egyenlítő felőli határukat pedig a mérsékelt égövek pleisztocénbeli elhelyezkedése jelölte ki. BORSY (1968) szerint azonban a Kárpát-medencei löszök származtatásakor a nagy hordalékkúpok porfrakciójának, SMALLEY és SMALLEY (1983) szerint pedig a hegységek fagyási mállásból eredő törmelékének száraz időszakokban való kifúvódását is mérlegelni kell. E zónák hűvös éghajlatát, a lösz faunáján kívül, uralkodó szemcseméretének a kifagyásos poligonális talajokéhoz való hasonlósága is valószínűsíti. Nem cáfolja azonban ezt a futóhomokszemcséknek a löszben való felszaporodása vagy a lösznek a futóhomokkal való összefogazódása sem. De mivel az É-i kontinensek jégtakarója egységesebb volt, és azoknak terjedelmesebb részei tartoztak a löszképződés övéhez, az É-i félgömb löszje természetesen nagyobb és összefüggőbb foltokban maradt fenn. A D-i löszövezet foltjai viszont jóval kisebbek és szaggatottabbak. Az É-i löszövezet kisebb-nagyobb megszakításokkal Ny-Európától Ázsia K-i partjaiig terjed, majd Észak-Amerikában folytatódik. Nyugat-Európában csak kis darabjai maradtak fenn, főleg Észak-Franciaországban, valamint a Rajna, az Elba és a Saale mentén. Annál nagyobb elterjedésű a Morva- és a Kárpát-medencében, Galiciában, Havasalföldön, az Orosz-táblának a Dnyeszter, a Dnyeper és a Volga középső szakaszáig terjedő, D-i részén (21.15 ábra), majd az Uralon túl a Tobol és az Irtyis völgyében. A közép-ázsiai sivatagok É-i előterében, a Léna K-i és az Aldan D-i oldalán elkeskenyedő sávja a Kerulen és az Amur folyóktól

D-re, valamint a Hoang-ho mentén ismét kiszélesedik (21.16 ábra). Az USA-nak főleg az É-i államaiban fed nagy területeket (21.17 ábra).



21.17 ábra. A lösz elterjedése az USA középső részén a Geol. Soc. Amer. 1952. évi térképe alapján

1. Homokbuckákat fedő, vékony löszlepel. — 2.  $< 2,4$  m vastagságú lösz. — 3.  $2,4 - 30,5$  m vastagságú lösz.



21.18 ábra. A futóhomok és a löss kapcsolódása a Duna—Tisza között

1. Allúvium. — 2. Futóhomok. — 3. Mésziszap és édesvízi mészkő. (1—3. Holocén) — 4. Futóhomok. — 5. Löss, homokos löss. — 6. Infúziós (ártéri) löss. (4—6. Felső-pleisztocén) — 7. Idősebb üledékek.

A D-i félgömb kevés helyén képződött löss. Közép- és Dél-Afrikában szinte teljesen hiányzik. Dél-Amerikában is csak az Alsó-Parana síkságon, Uruguay D-i szegélyén, ill. Buenos Aires tartományban keletkezett. Ausztráliában és Új-Zélandon szintén csak kis foltokon, de típusos kifejlődésben található (21.14 ábra).

Némely kutató — nyilván RICHTHOFEN (1882) hatására — a löszelőfordulásoknak a sivatagi övekkel való kapcsolatát hangsúlyozza (WOLDSTEDT 1961). A lössnek az afrikai forró sivatagok környezetében föltételezett általános elterjedése azonban nem igazolódott; lösz csak Marokkó, Algéria, Líbia É-i részén, a Nílus szudáni szakaszán és a Sinai-félszigeten mutat ki.

Bár a kínai löszlerakódások eredete ma még vita tárgya, Szibéria és Észak-Kína eljegesedésének felismerése, valamint SMALLEY (1975) és mások elektronmikroszkópi tanulmányai azt sugallják, hogy e löss egy része glaciális hordalék kifúvásából származik. Szibériában azonban a nagy folyók széles ártereinek,

Kínában a mongol pusztáknak a poranyagával is számolni kell. Észak-Kínában ma is végbemegy a közép-ázsiai sivatagok, felsivatagok és kopár hegységek porának löszként való lerakódása. Ez ÉNy-on 2300—3000 m-es tszf. magasságokban, a jégkorszakit megközelítő, hideg-száraz éghajlaton és a jégkorszakból átöröklődött térszínen zajlik le. Tetemes részét azonban a Sárga-folyó ragadja magával, és torkolatánál még a tengert is sárgára színezi. ÉNy-ról DK felé haladva, fokozatos az átmenet a kő- és kavics-sivatagok, valamint a löszpuszták összefogazódó üledékei között, s a löss ez irányban igen különböző (glaciális, sóstavi, folyóvízi—tavi és tengeri) környezetek üledékeire települ (LIU *et al.* 1985). A löss vastagsága Sanszi tartományban, Vucsennél (21.16 ábra) 120 m; négy — eróziós diszkordanciával elválasztott — tagozata pedig (alulról fölfelé: Wucheng, Alsó- és Felső Lishih, Malan: 21.9 ábra) 17, néha többtagú fosszilis talajszintet tartalmaz (LIU—CHANG 1964).

Jóllehet BAGNOLD (1941) szerint kevés a valószínűsége annak, hogy pusztán hőmérséklet-ingadozások útján egy kőzet 1 mm-nél lényegesen kisebb szemcsékre darabolódjék, FEDOROWITSCH (1962, 1972) a SZU közép-ázsiai, SMALLEY—VITA-FINZI (1968), YAALON (1969), YAALON—DAN (1974) pedig Izrael negevi löszzeit a sivatagi eredetű löszök közé sorolja.

Elgondolható még a lössnek folyami árterek kőzetlisztben dús üledékeiből való kifúvódása is. E nézetet volt VENDL *et al.* (1935), aki a Budapest környéki löszöket — ásványtani összetételük alapján — az Ós-Duna árteréről kifújtnak tartotta. A Duna allúviumából kifújt Duna—Tisza-közi futóhomok sávját K-ről valóban egy vele szalagosan összefogazott löszsáv szegélyezi (21.18 ábra).

Bár a löss elterjedése az eljegesedések határvonalát kíséri, BORSY (1973) szerint a Német és Lengyel síkság löszének poranyaga nem a gyengén tagolt, agyagos fenékmoréna-térszínekről, hanem a kőzetlisztet és homokot egyaránt tartalmazó, fluvioglaciális üledékekből ered (21.15 ábra). Szélcsatorna-kísérletek tanúsága szerint ui. agyagos felszínről még az erősen turbulens légáram sem bír fölkapni nagyobb mennyiségű finomszemű üledéket, mert az ilyen felszín fölötti lamináris határretegnek nincs emelő hatása. A porfrakciót csak a szél által fölemelt homokszemcsék becsapódási energiája képes nagyobb tömegben magasba emelni.

De anyagának származási helyére való tekintet nélkül, a típusos löss kialakulása csak olyan, viszonylag mély talajvízállású, szemiárid klímájú, száraz térszínen képzelhető el, amelyeket az ár- és belvizek a löshullás befejeződése után is elkerültek. Az eolikus por megkötését általában a pusztai fűtakarónak, a löss pórusszerkezetének kialakítását pedig a vékony gyökér- és szárképletek elhalása után fennmaradó, többé-

kevésbé vertikális csőrendszer  $\text{CaCO}_3$ -mal való kibélelésének szokták tulajdonítani. SMALLEY (1966) kísérletei szerint azonban a finom részecskék között enélkül is nagy kohéziós erők lépnek fel, és meggátolják továbbfűvódásukat. A mészbélés anyagát csapadék esetén a vékony humusztakaró felől leszivárgó, szárazság idején pedig a kapillárisokban felemelkedő porúsvíz a lösz eredeti, törmelékes kalcitszemcséiből oldja ki, majd — besűrűsödés vagy pH-változás alkalmával — a kapillárisok mentén rakja le, olykor azonban a gyökerek helyét, s az üledék repedéseit is teljesen kitölti. Hasonló módon jönnek létre a törmelékszemcséket bevonó méshártyák is. Hogy azonban nem egyedül ez utóbbiak, hanem a törmelékes szemcsék közötti kohéziós erők is felelősek a lösz sajátos szil-

lárdtsági viselkedéséért, azt GUENTHER (1961) azon észlelései valószínűsítik, miszerint az általa vizsgált típusos löszminták szemcséinek túlnyomó része körül nem volt kalcitcszegély.

A porszemcsék irányítatlan elhelyezkedése folytán azok halmaza általában teljesen egyneművé válik; legfeljebb az apró csillámlemezkek elhelyezkedésének ritkán és csak mikroszkóp alatt megfigyelhető változásai utalnak az üledés folyamatának egyenetlenségeire. Minden, a löszlepel homogenitását szembevetően megbontó horizontális vagy vertikális irányú eltérés (pl. egyes löszszintek cementáltabb vagy agyagásványokban gazdagabb volta, gyúrt formák vagy hasadékkitöltések fellépése) leülepedés utáni, másodlagos jelenség.

## 21.4 LÖSZSZERŰ ÜLEDÉKEK

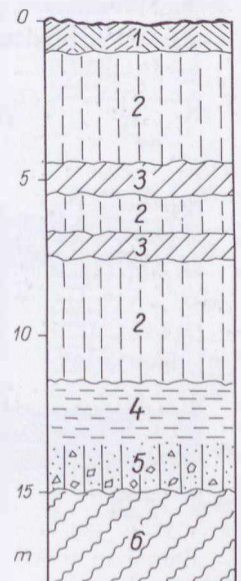
Az eolikus löszképződés ellenzői abból indulnak ki, hogy a lösz fogalmát elsősorban annak szemcsenyag-ság-megoszlása határozza meg. Ezért az eolikus lösz számos szerkezeti és szöveti tulajdonságát, porozitását, sőt gyakran a színét is figyelmen kívül hagyva, más hasonló szemcseösszetételű, uralkodóan durva közetlisztből álló, mésztartalmú üledékeket is lösznek tekintenek. Ők a löszképződés lényegét korábbi, bár jobbára ugyancsak finomabb szemű üledékek *továbbmállásában* látják, akár folyóteraszok „brown loam”-má mállott üledékeinek lejtőmenti mozgásával felhalmozódott „*völgyi lösz*”-ről (RUSSELL 1944), akár folyami iszap mállása révén keletkezett „*alluviális lösz*”-ről (PAWLINOW 1959), akár „*alluviális, alluvio-deluviális vagy proluviális löszök*”-ről (TSHAN 1962) beszélnek.

Kétségtelen, hogy a típusos lösz csapadékosabb időszakokban bekövetkezett areális letarolódásával és/vagy szoliflukciójával mélyebb térszínre áttelepült, és közben közettörmelékkel, kavicssal, homokkal keveredett, *deluviális lösz*t még sem az eolikus löszképződés atyjának tartott RICHTHOFEN (1882), sem az ő nyomdokain járó ID. LÓCZY (1913) nem zárta ki a lösz fogalmából. A hazai deluviális lejtőlöszöket, PÉCSI (1965) szerint, lösz szem nagyságú, ill. annál durvább vagy finomabb rétegecskék ritmikus váltakozása folytán, a mai felszínnel párhuzamos (néha  $5\text{--}15^\circ$  dőlésű) lemezesség, valamint autochton vagy áthalmozott talajüledékek („szemipedolitok”) közbeékelődése jellemzi. Lejtőalji vastagságuk  $20\text{--}40\text{ m}$ -t is elér. Nagyobb löszfeltárásainkban típusos löszkötegekkel váltakoznak, vagy a lejtőn fölfelé haladva, típusos löszbe mennek át. Anyaguk a negyedidőszaki eolikus üledékeken kívül a lejtőket adó harmadidőszaki laza üledékekből és a glaciális közetaprózódás termelte

finom közettörmelékből (pl. dolomitporból) eredhet (21.19 ábra).

A RUCHIN (1958) szerint időszakos vízfolyások száraz deltáinak szélein megjelenő *proluviális lösz* homok- és kavics-betelepüléseket tartalmaz. A mai nagy folyóvölgyekhez tartozó *alluviális löszök* ugyancsak rétegzettségükkel tűnnek ki. Hogy ezek anyagának jelentős része eolikus lösz folyóvízi áthalmozódásából származhat, azt a tágabb értelemben vett lösz vastagságának a folyóvölgyek irányában való növekedése sejteti.

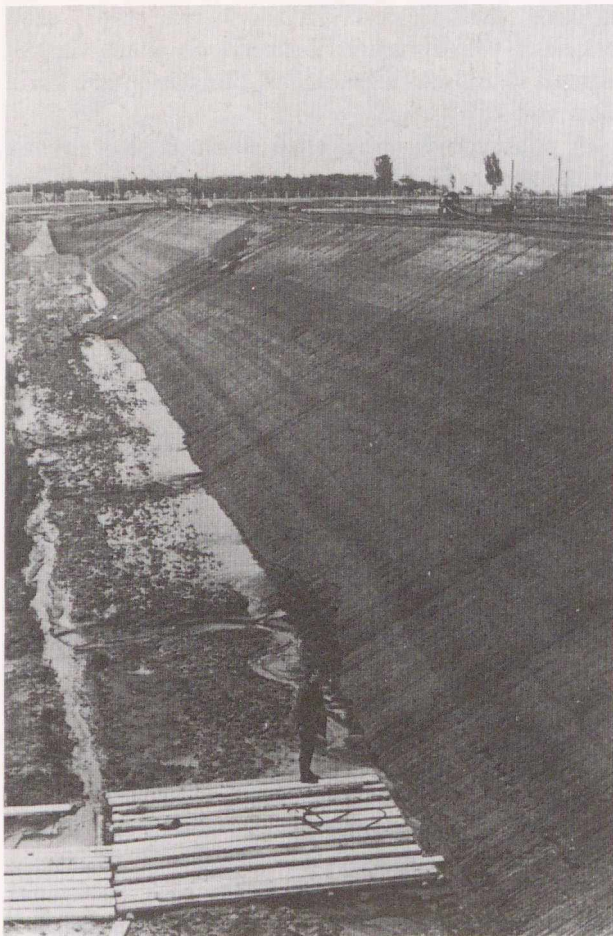
Az Alföld tavi lösz, vízi lösz, mocsárlösz, ázott lösz, infúziós lösz, hidroaerolit, alföldi lösz, lösziszap néven



21.19 ábra. Hazai átlagos hegyvidéki löszszelvény vázlata JÁMBOR Á. szerint

1. Feltalaj. — 2. Lösz. — 3. Fosszilis talajszint. — 4. Lemezes lejtőlösz. — 5. Közettörmelékes, homokos lösz. — 6. Idősebb üledék.

A vastagságok néhány m és 60 m között változnak.



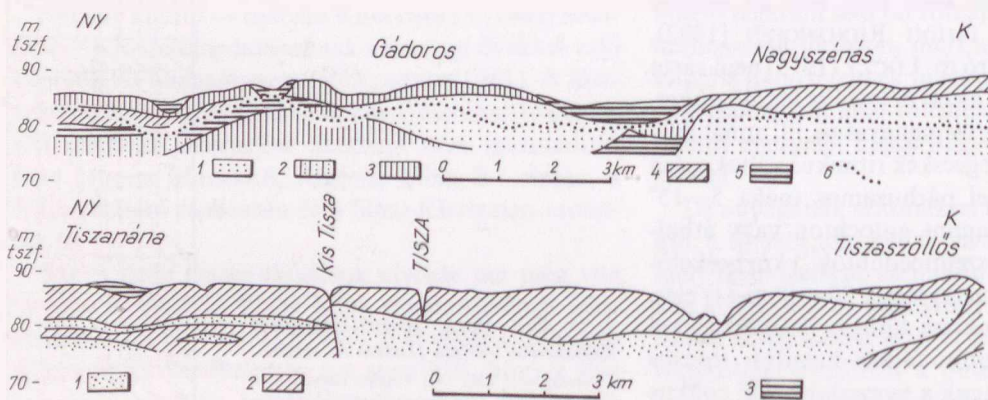
21.20 ábra. Jól rétegzett infúziós lösz. — Karcag, téglagyári fejtés. — Foto: RÓNAI A. 1973

emlegetett, *nedves-térszíni* löszét tömöttebb szerkezete, kisebb porozitása, kisebb mésztartalma, gyakori rétegzettsége, finom kőzetliszt- és agyagfrakciójának nagyobb részaránya, valamint közép- vagy sötétbarna színe különbözteti meg a típusos löszről (21.20 és 21.21 ábra). Eredetére nézve kétféle nézet alakult ki:

1. Az egyik szerint közvetlenül az árterek, magas vízállású területek tócsáiba hullott porról vagy másodlagosan elváltozott eolikus üledékről van szó, amely a vízzel utólag elborított lösz karbonáttartalmának kimosódása, földpát- és csillámtartalmának (részleges) mállása útján jött létre, miközben benne másodlagos agyagásványok képződtek. E folyamatot, vasoxid-hidrátartalmának limonitizálódása folytán, az üledék barnulása kíséri. Puhatestű faunájában túlsúlyba kerülnek a vízi alakok (21.22 ábra).

2. Pécsi (1967) nyomán BORSY (1968) kifogásolja, hogy az infúziós (= áztatott) lösz elnevezést az alföldi árterek számos olyan löszszerű, de lényegileg árvízi üledékére is alkalmazzák, amelyek a folyók áradásai során a lapos folyóhátak közötti, rossz lefolyású, 1–2 m mély medencékben rakódtak le. Összehangzik ezzel JUHÁSZ (1976) azon megállapítása, hogy síksági folyóink holocén öntésiszapjának zömmel a 0,04–0,086 mm közötti szemcsenagyságú lebegtetett hordalékból származó anyaga szemcsézete tekintetében a löszre emlékeztet. Szegednél a Tisza lebegtetett hordalékának 40–55 súly%-át MEZŐSI—DONÁTH (1952) szerint is a 0,01–0,06 mm-es frakció alkotja. BORSY (1968, 1973) szerint a Maros hordalékkúpját felépítő vagy a nagykunsági ártéri üledékekben a finom homokliszt és agyag mennyisége gyakran 50–60%-ot is elér, és ráadásul az utóbbiak faunájában a folyóvízi alakok vannak többségben, sőt a Karcag–Mezőtúr közötti löszszerű üledékekben (áthalmazott) *Ost-racodák* is előfordulnak. A hullópor hozzákeveredésének lehetőségét természetesen BORSY sem tagadja; a hullópor 20%-nál kisebb mennyisége esetén azonban csak *löszszerű ártéri üledékekről*, nagyobb hullóportartalom esetén pedig — infúziós lösz helyett — *ártéri löszről* kíván beszélni.

A 0,02–0,06 mm-es szemcserészleg túlsúlyával jellemzett típusos löszök (21.23 ábra: a–b), az ezeknél több finom kőzetlisztet és agyagot tartalmazó löszök (c–d), az 50% körüli finom frakciót tartalmazó lösziszapok (e–f) és az 50%-nyi finom frakcióval rendelkező infúziós löszök (g–h) közötti különbségtételt az öt lehetséges alkotó (1. kavics, 2. homok, 3. löszfrakció, 4. finom kőzetliszt, 5. agyagfrakció) közül a legnagyobb mennyiségben jelenlevő háromnak a mennyiségi sorrendjét jelző hármassal lehet röviden érzékeltetni (21.24 ábra). Ezen az alapon a valódi löszök a 342-es, az infúziós (ártéri) löszök a 345-ös, a lösziszapok (löszszerű üledékek) a 435-ös, a homokos löszök pedig a 324-es kódszámot nyernék. A 21.24



21.21 ábra. Löszszerű üledékek települési helyzete

a) Békés megyében (lent):

1. Folyóvízi homok. — 2. Löszös homok. — 3. Típusos lösz. — 4. Infúziós lösz. — 5. Agyag. — 6. A talajvíz szintje.

b) a Tisza völgyében (lent):

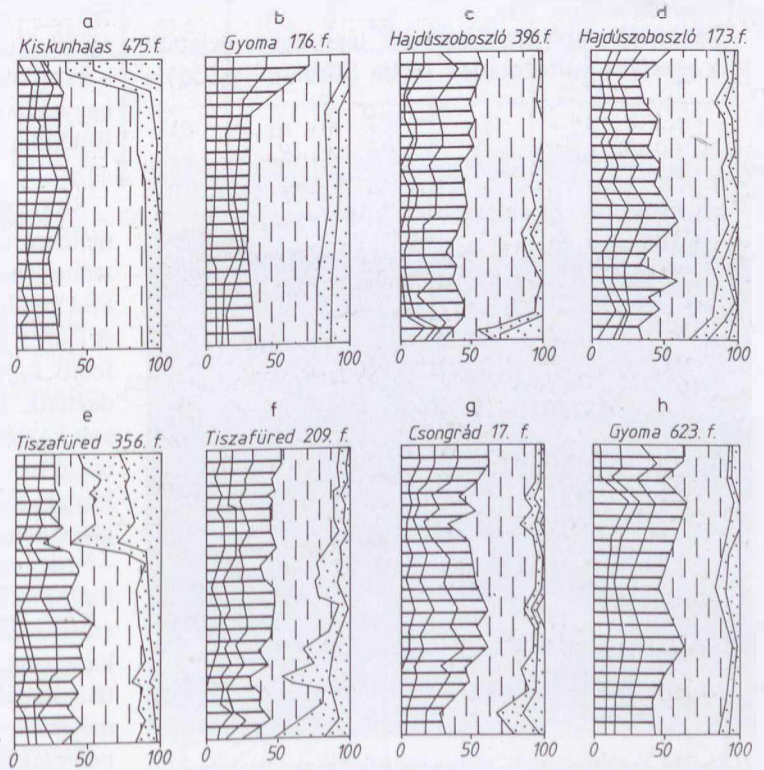
1. Homok. — 2. Kőzetlisztes iszap, lösziszap. — 3. Folyóvízi agyag.

ábra összeggörbe mezőinek szélessége az egyes löszfajták változékonysági lehetőségeit mutatja be igen szemléletesen.

Az alföldi folyóknak az ártéri szintnél magasabb homokos hordalékkúpjain, futóhomok-területek peremén vagy azok között, foltszerűen, *homokos lösz* és *lössös homok* jelenik meg. Ennek 1—4 m vastagságú szalagjai többszörösen váltakozhatnak futóhomokkal, miközben szemcsészetük gyakran a futóhomok-fekvő irányában durvul, másutt azonban alsó határuk eléggé éles. PÉCSI (1965) e képződményeket az eolikus homokon végbement eluviális aprózódás (kifagyás, kémiai mállás) termékének tartja. A homoktartalom fel-feldúsulása azonban jóformán minden vastagabb eolikus lösz-szelvényünkben, és olyan helyeken is tapasztalható, ahol — az említett genetikai értelmezéssel szemben — inkább a löszhullással egyidejű homokszállításra kell gondolnunk (BORSY 1973). JÁMBOR szerint a Dunántúli-középhegység ÉNy-i peremén lévő löszszelvények aljának gömbölyített futóhomok szemcséit a DK felől érkező patakok hordalékából fújták ki a pleisztocén arid időszakait uraló ÉNy-i szelek, amelyek a lösz anyagát is szállították. A lösz és a futóhomok váltakozása, ill. anyaguk keveredése mindenestre erősen megkérdőjelezi a képződési körülmények között korábban föltételezett klimatikus és kor-



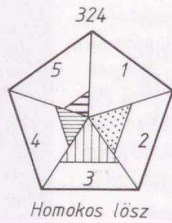
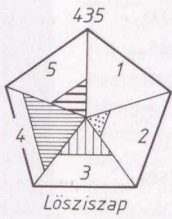
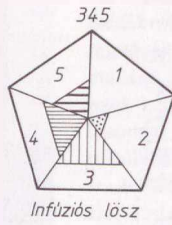
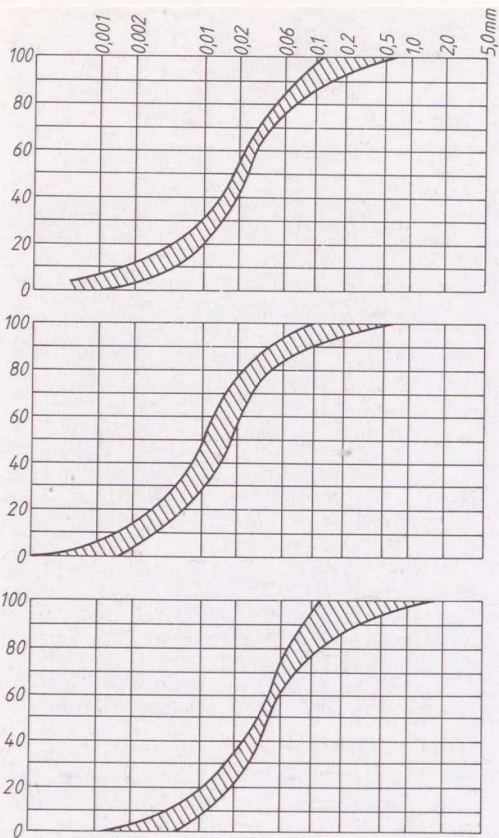
21.22 ábra. Csigahéj-töredékeket tartalmazó infúziós szöveti képe, baloldalt középen limonitizált kiválással. — Gyula, régi téglagyári fejtő fala: 1,60 m. — Foto: SZÓNOKY M.



21.23 ábra. Különböző löszfajták szemcséösszetétele az Alföld 10 m-es fúrászelvényeiben

a—b. Valódi lösz. — c—d. Hajdúsági valódi lösz, több finom szemcsésrésszel. — e—f. Lössiszap. — g—h. Infúziós lösz.

Vízszintes vonalkázás:  $< 0.02\text{ mm}$ . — Függőleges vonalkázás:  $0.02-0.06\text{ mm}$ . — Pontozás:  $0.06-2.0\text{ mm}$ .



21.24 ábra. Infúziós lösz, lösziszap és homokos lösz szemcseösszetételének határai és hármas kódszámok szerinti elkülönítése

Magyarázata a szövegben.

különbségeket (lásd a 21.25 és 21.26 ábrát, továbbá a 21.6 táblázatot).

Csapadékosabb és hűvösebb térszínre települt lösz eluviális változatának tartja SÜMEGHY (1955) a



21.25 ábra. Ferdén rétegzett, világos színű futóhomok-szakaszokkal váltakozó löszös homoksávok a Tarna törmelékűjén. — Heves, futóhomok-fejtés. — Foto: BORSY Z.

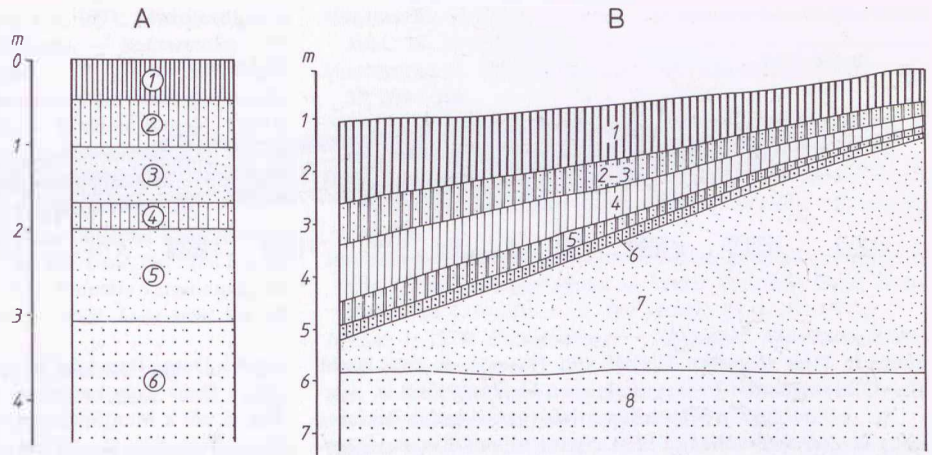
Dunántúl DNY-i részének pannóniai képződményeit borító és a löszéhez hasonló szemcseösszetételű barnaföldet. Vulkáni kőzetek málladékának és hullópornak a keveredéséből származtatja SZABÓ (1867) a Tokaji-hegység nyirok-ját, SÜMEGHY (1944) pedig a Mátra- és Bükkalja kőzetlisztes vörösayagját (21.27 és 21.28 ábra).

SMALLEY és SMALLEY (1983) minden finomabb törmelékes üledék 10–50  $\mu\text{m}$  (ill. 20–60  $\mu\text{m}$ ) közötti szemcsenagyságú részét lösz-eredetűnek vélik, és így a lösz fogalmát igen tágan értelmezők sorába tartoznak. A löszök legtöbbször a glaciális erózió s a hegységekben folyó fagyásos mállás termékeinek kifúvásából eredeztetik. Jóllehet más szállító és lerakó mechanizmusok közreműködésével is számolnak, az ezekből származó lösz mennyiségét és vastagságát az előbbiekenél korlátozottabbnak ítélik. Az általuk fölállított s a glaciálistól a fluviálisan áthalmozott löszökig terjedő — bár valamennyi lehetőséget ki nem merítő — 9 lösztípus az eolikus lösz és a vegyes genetikájú löszszármazékok közti szoros kapcsolatot sugározza. Ez a kapcsolat teszi érthetővé, hogy a lösz elterjedési területét általában az utóbbiak beszámításával szokás megadni. A löszszerű üledékek kirekesztésével ui. nemcsak a Kárpát-medence, hanem más területek löszszármazékjait is ki kellene zárni a löszkategorióból. A leszármazás szem előtt tartása ellenére,

21.26 ábra. Finom kőzetlisztes folyami homokra települt futóhomok, homokos lösz és löszös homok betelepülésekkel Egyeknél (A) és Bácsalmástól 2 km-re DNy-ra (B). — BORSY Z. (1978) nyomán

A: 1. Csernozjom. — 2. Löszös homok. — 3. Futóhomok. — 4. Löszös homok. — 5. Futóhomok. — 6. Folyami homok.

B: 1. Csernozjom. — 2-3. Löszös homok, alján futóhomokkal. — 4. Lösz. — 5. Homokos lösz. — 6. Löszös homok. — 7. Futóhomok. — 8. Folyami homok.



21.6. táblázat. Futóhomokra települt löszös homok, homokos lösz és lösz szemcseösszetéti különbségei Bácsalmástól DNy-ra 2 km-re (BORSY Z. 1973)

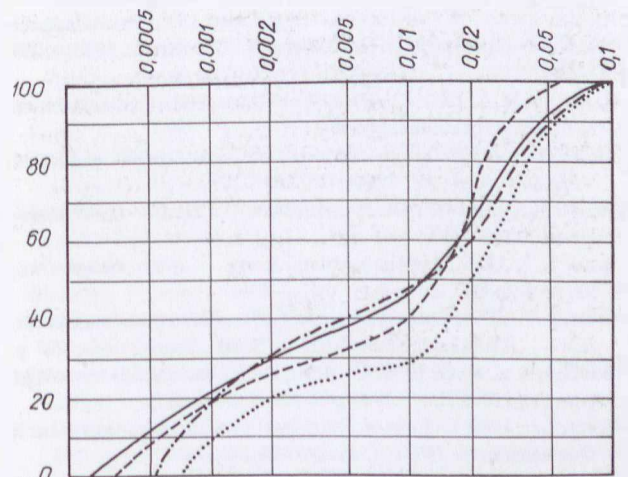
Képződmény	Mélység (cm)	>0,3	0,3—0,2	0,2—0,1	0,1—0,05	0,05—0,02	0,02—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	<0,002	CaCO <sub>3</sub>
1.	40—50	0,5	10,5	29,3	13,4	21,4	8,5	4,5	4,3	7,5	22,0
	50—60	0,3	6,3	12,0	12,5	30,1	13,1	7,3	6,9	11,5	9,2
	70—80	2,1	19,2	62,7	7,8	2,4	1,1	0,8	0,7	3,2	13,2
	90—100	1,2	18,8	56,7	9,2	6,6	2,1	1,2	0,8	3,4	11,6
2.	135—140	0,3	4,5	30,3	21,4	26,4	7,2	3,2	1,0	5,7	22,0
3.	155—160	0,6	11,5	52,5	16,6	9,4	3,3	1,6	0,9	3,6	13,8
4.	175—180	nyom	1,6	11,0	24,5	34,8	12,6	5,3	3,3	6,9	10,4
5.	185—190	0,1	3,5	23,5	15,2	33,6	10,9	4,6	2,3	6,3	8,0
6.	195—200	0,9	12,2	57,9	13,2	7,8	2,4	1,4	0,7	3,5	12,8
7.	240—250	0,6	15,2	59,1	14,3	4,3	2,1	1,2	0,8	2,4	7,2
	290—300	1,2	16,4	63,7	11,4	4,0	1,7	0,7	0,5	0,4	7,3

1. Csernozjom talaj. — 2. Homokos lösz. — 3. Futóhomok. — 4. Lösz. — 5. Homokos lösz. — 6. Löszös homok. — 7. Futóhomok.

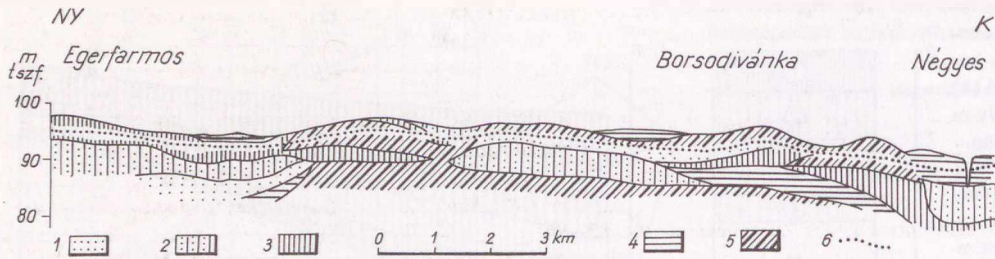
mind az ösföldrajzi viszonyok helyes kiértékelése érdekében, mind az egyes válfajok eltérő műszaki tulajdonságai miatt, mégis szükséges azok megkülönböztetése.

KRIVÁN (1955) szerint a löszcsalád üledékei Magyarország területén kb. 1/3-át borítják, és 300—400 m tszf. magasságig található meg. Porhullás ugyan ennél nagyobb magasságban is van (és volt), de a lerakódó anyag JÁMBOR Bükk-fennsík megfigyelése szerint a csapadékbőség következtében mésztelenedve, nem alakul lösszé.

A lösztakaró Ny felé vékonyodik, a Nyugat-Dunántúlon már áthalmozott lösziszap és lejtőlösz váltja fel (PÉCSI 1971). A típusos lösz fő elterjedése a Dunántúl DK-i részétől a Gödöllő-Monori-dombságon át a Tápió völgyéig, majd a Tokaji-hegység környékén található, sok helyütt csak 2—20, Dunaszekcső és Paks között 30—50 m, Hidasnál 66 m vastagságban. Összefüggő száraztérzsinii löszlepel az Alföldön csak annak Jugoszláviába átmenő, bácskai



21.27 ábra. Negyedkori kőzetlisztes vörösagyagok szemcseösszetétele a Bükkalján. — RÓNAI 1981



21.28 ábra. Negyedidőszaki kőzetlisztes vörösagyagok települése a Bükkalján. — RÓNAI 1981

1. Folyóvízi homok. — 2. Lössös homok. — 3. Löss. — 4. Folyóvízi agyag. — 5. Vörösagyag, lejtőagyag. — 6. A talajvíz szintje.

részen (a Tisza völgyében Titelnél) van. Hasonló, de jóval kisebb (2–3, helyenként 6–15 m) vastagságú a Hajdúság lösze is.

Az „infúziós lösz” a Mátraalján, a Nagykunságban és Békésben nagy elterjedésű. Futóhomok közé települt, vékony homokos löszré-

tegek a Duna–Tisza közi hátságon gyakoriak. Nagyon homokos a lösz a Duna győr–komáromi szakaszától D-re, Balatonkenesétől DK-re, sőt a Mezőföldön is. MIHÁLTZ (1967) szelvényei szerint a Duna–Tisza közi lösz-szintek 50–80 km távolságig követhetők.

## 21.5 A LÖSZ JELENTŐSÉGE

Nagy elterjedésénél, éghajlat- és fáciesjelző voltánál fogva valamennyi löszfajta jelentékeny szerepet játszik a negyedidőszak környezeti viszonyainak megítélésében és taglalásában. A löszvidékeken kialakult talajnemek számos jó tulajdonságuk (mész- és földpáttartalmuk, finom szemcsézetük, a típusos lösz nagy porozitásán és kedvező pórusátmérő-eloszlásán alapuló szellőzőttségük, gyors vízfelvevő, de lassú vízleadó képességük, nyomelem-gazdagságuk, valamint humusztakarójuk kedvező összetétele) folytán a legértékesebb termőtalajok. Agyagosabb volta révén az

infúziós lösz a téglá- és cserépiparnak is jó nyersanyaga; a típusos lösz azonban, nagyobb mész- és kisebb agyagtartalma következtében, csak agyaggal vagy finom kőzetliszttel keverve válik égetésre alkalmassá. A típusos löszben falazás és aládúcolás nélkül is hosszú ideig fenntartható üregeket, pincéket, barlanglakásokat lehet kiképezni. Mivel teherbírását átmedvesedése vagy tartós rázkódása erősen korlátozza, a löszterületeken tervezett alapozási munkálatok mindig gondos vízföldtani és építésföldtani előtanulmányokat igényelnek.

## IRODALOM

- AN ZHI-SHENG—WANG JUN-DA—LI HU-AMEI 1977: Paleomagnetic research of the Lochuan loess section. — *Geochimica*, 1977, 4, 239—249.
- BAGNOLD, R. A. 1941: The physics of blown sand and desert dunes. — London: Methuen, 265 p.
- BAKER, F. C. 1928: Molluscan life of the loess deposits of Illinois. — *Illinois Acad. Sci. Trans.*, 20, 269—292.
- BARBOUR, G. B. 1930: The loess problem of China. — *Geol. Magazine*, 67, 458—475.
- BERG, L. S. 1916: O proiszhozdenii lessza. — *Russz. Geogr. Obs.*, 52, 8, 579—647.
- BERG, L. S. 1964: *Loess as a product of weathering and soil formation*. — Jerusalem: Israel Progr. f. Scient. Translations, 207 p.
- BONDARCSUK, V. G. 1938: O sztratifikácii i sztratigrafii lesszovogo pokrova USzSZR. — *Problemü Szovj. Geol.*, 8, 1.
- BORDES, F. 1969: Le loess en France. — In: *Études françaises sur le Quaternaire*. — *INQUA, Paris 1969*, 69—76.
- BORSY, Z. 1968: Geomorfológiai megfigyelések a Nagykunságban. — *Földr. Közlem.*, 1968, 2, 129—151.
- BORSY, Z. 1973: Loess, sandy loess and loess sand blankets in Hungarian wind-blown sand regions. — *Földr. Közlem.*, 1973, 2, 172—184.
- BORSY, Z.—FÉLSZEGFALVI, J.—SZABÓ, P. P. 1979: Thermoluminescence dating of several layers of the loess sequences at Paks and Mende. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 22, 451—459.
- BRONGER, A. 1975: Paläoböden als Klimazeugen — dargelegt an Löss-Böden-Abfolgen des Karpatenbeckens. — *Eiszeit u. Gegenwart.*, 26, 131—154.
- BRONN, H. G. 1830: *Goesa Heidelbergensis, oder Mineralogische Beschreibung der Gegend von Heidelberg*. — Heidelberg–Leipzig, 237 p.
- BRUNACKER, K. 1974: Löss und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum. — *Eiszeit u. Gegenwart.*, 25, 62—95.
- BULLA, B. 1934: A magyarországi löszök és folyótérasszok problémái. — *Földr. Közlem.*, 62, 136—149.
- BULLA, B. 1937—1938: Der pleistozäne Loess im Karpatenbecken. — *Földt. Közl.* 67, 196—215, 289—309, továbbá *Földt. Közl.* 68, 33—58.

- CEGLA, J.—BUCKLEY, T.—SMALLEY, I. J. 1971: Microtextures of particles from European loess deposits. — *Sedimentology*, **17**, 129—134.
- CHARLESWORTH, J. K. 1957: *The Quaternary era (with special reference to its glaciation)*. — 2 vols. — London: Arnold, 1700 p.
- CHILDS, C. W.—SEARLE, P. L. 1975: Element distributions in loess columns at Claremont, Table Fiat, and Stewart Claim, New Zealand. — *New Zealand Soil Bureau, Sci. Rept.*, **20**, 1—59.
- DACSSENKO, M. G. 1960: Über die mineralogische Zusammensetzung der Lössen in der Ukraine. — *In: Zbl. Geol. Pal.*, Teil I, p. 86.
- DAVIDSON, D. T.—HANDY, R. L. 1952: Property variations in the Peorian loess of southwestern Iowa. — *Proc. Iowa Acad. Sci.*, **59**, 248—265.
- DEMEK, J.—KUKLA, J. (eds) 1969: *Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei*. — Tschech. Akad. Wiss., Geogr. Inst., Brno. (8. Congr. INQUA 1969) 157 p.
- DOKUCSAEV, V. V. 1892: K voproszū o proiszhozhdenii russzkovo lessza. — *Raboti i oblaszti geologii. I.* — Moskva: Akad. Nauk SzSzSzR, 1949, 406—410.
- DRESCH J. 1983: Feljegyzések a kínai lösz felszinformáiról. — *Földr. Közlem.*, **31**, 3/4, 268—277.
- DYLIK, J. 1954: The problem of the origin of loess in Poland. — *Biulet. Peryglac.*, **1**, 125—131.
- FEDOROVICH, B. A. 1972: Recent and ancient, cold and warm loesses and their relationship with glaciations and deserts. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **16**, 371—381.
- FEDOROWITSCH, B. A. 1962: Das Problem der Entstehung des Lösses im Zusammenhange mit seiner Verbreitung in Eurasien. — *In: Zentralbl. Geol. Pal.*, Teil I, p. 226.
- FINK, J. 1954: Die fossilen Böden im österreichischen Löss. — *Quarter*, **6**, 2, 85—107.
- FINK, J. 1976: Internationale Lössforschungen. — *Eiszeitalter u. Gegenw.*, **27**, 220—235.
- FINK, J. 1977: Bemerkungen zur Lösskarte von Europa. — *Peterm. Geogr. Mitteil.*, **121**, 81—93.
- FLINT, R. F. 1971: *Glacial and Quaternary Geology*. — New York: Wiley, 553 p.
- FOTAKIEVA, E.—MINKOV, M. 1966: Der Löss in Bulgarien. — *Eiszeitalter u. Gegenw.*, **17**.
- FRENZEL, B. 1964: Zur Pollenanalyse von Lössen. — *Eiszeitalter u. Gegenw.*, **15**, 5—39.
- FRYE, J. C.—GLASS, H. D.—WILLMAN, H. B. 1962: Stratigraphy and mineralogy of the Wisconsinian loesses of Illinois. — *Illinois Geol. Surv., Circ.*, **334**, 55 p.
- FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Stuttgart: Schweizerbart, 135—151.
- GELLERT, J. F. 1962: Das Lössproblem in China. — *Petermanns Geogr. Mitteil.*, **106**, 81—94.
- GERASIMOV, I. P. (ed.) 1969: *Loess, periglacial features, paleolithic deposits in central and eastern Europe*. — (8. Congr. INQUA, Paris, 1969). — Moskva: Akad. Nauk SzSzSzR, 742 p.
- GHENEA, A. 1969: Profils de loess en Roumanie. — *Bull. Assoc. Franc. INQUA Paris*, **1969**, 127—134.
- GIBBS, H. J.—HOLLAND, W. Y. 1960: Petrographic and engineering properties of loess. — *U. S. Bureau of Reclam. Engin. Monogr.*, **28**, 37 p.
- GRAHMANN, R. 1932: Der Löss in Europa. — *Mitteil. Ges. f. Erdkunde, Leipzig*, 1930—31, **51**, 5—24.
- GUENTHER, E. W. 1961: *Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen zur Gliederung des Eiszeitalters und zur Einordnung paläolithischer Kulturen. Teil I.* — Köln-Graz, 91 p.
- HO, PING-LI 1969: The loess and the origin of Chinese agriculture. — *Amer. Histor. Review*, **75**, 1—36.
- HORUSITZKY F. 1932: A mocsárlösz terminológiájáról. — *Földt. Közl.*, **55**, 213—219.
- HORUSITZKY H. 1898: Lössterületek Magyarországon. — *Földt. Közl.*, **28**, 29—36.
- HORUSITZKY H. 1903: A diluviális mocsárlöszről. — *Földt. Közl.*, **33**, 209—216.
- JAHN, A. 1950: Loess, its origin and connection with the climate of the glacial epoch. — *Acta Geol. Polon.*, **1**, 257—310.
- JERŠAK, J. 1977: Cyclic development of the loess cover in Poland. — *Inst. Geol. Biul.*, **305**. — Z Badań Czwartorzędū w Polsce, **20**, 83—96.
- JOHNSON, S. Y. 1989: Significance of loessite in the Maroon Formation (Middle Pennsylvanian to Lower Permian) Eagle Basin, Northwest Colorado. — *J. Sed. Petrol.*, **59**, 5, 782—791.
- JUHÁSZ J. 1976: *Hidrogeológia*. — Budapest: Akadémiai Kiadó, 78—81.
- KES, A. S. 1972: On spreading and forming loess relief in Europe. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **16**, 359—370.
- KÖLBL, L. 1930: Studien über den Löss. — Über den Löss des Donautales und der Umgebung von Krems. — *Mitteil. Geol. Ges. Wien*, **23**, 85—120.
- KRINITZSKY, F. L.—TURNBULL, W. J. 1967: Loess deposits of Mississippi. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **94**, 64 p.
- KRIVÁN P. 1955: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. — *MAFI Évk.*, **43**, 3, 363—440.
- KUKLA, G. J. 1975: Loess stratigraphy of Central Europe. — *In: BUTZER, K. W.—ISAAC, G. L. (eds): After the Australopithecines*. — The Hague: Mouton, 99—188.
- KUKLA, J. 1970: Correlations between loesses and deep-sea sediments. — *Geol. Fören. Forhandl., Stockholm*, **92**, 148—180.
- LEIGHTON, M. M.—WILLMAN, H. B. 1950: Loess formations of the Mississippi valley. — *J. Geol.*, **58**, 599—623.
- LEONHARD, K. C. v. 1823: *Charakteristik der Felsarten*. — Heidelberg, 722—723.
- LISZENKO, M. P. 1967: Lesszovüie porodü evropejszkoj csaszti SzSzSzR. — *Leningrad Univ.*, **191**, 1.
- LIU TUNG-SHENG—AN ZHI-SHENG—YUAN BAOYIN—HAN JIAMAO 1985: The Loess-Paleosol Sequence in China and Climatic History. — *Episodes*, **8**, 1, 21—28.
- LIU TUNG-SHENG—CHANG TSUNG-HU 1964: The „Huangtu” (loess) of China. — *Report 6th INQUA Congr., Warsaw, 1961. 4.*, Symposium of Loess. — Łódz, 503—524.
- LIU TUNG-SHENG et al. 1959: Die Verbreitung der Löss in den Provinzen Shansi und Shensi (Gebiete des mittleren Hoangho, China). — *Geologie*, **8**, 2, 123—130.
- LOŽEK, V. 1964: Mittel- und jungpleistozäne Löss-Serien in der Tschechoslowakei und ihre Bedeutung für die Lösstratigraphie Mitteleuropas. — *Report, 6th INQUA Congress, Warsaw, 1961, 4*, 525—549.
- LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. — *A Balaton tud. tan. eredm.*, **1**, 1, 1, Budapest, 489—506.
- LUNG, A. L. 1962: The origin and sources of loess in the Central Great Plains and adjoining areas of the Central Lowland. — *University Nebraska (Lincoln) Studies*, New ser., **26**, 105 p.
- LYELL, CH. 1934: Observations on the loamy deposit called „loess” of the Basin of the Rhine. — *Edinburgh New Philos. Journ.*, **17**, 110—122.
- MANCINI, F. 1960: Osservazioni sui loess e sui paleosuoli dell'anfiteatro orientale del Garde e di quello di Rivoli (Verona). — *Atti. Soc. Ital. Sci. Nat., Milano*, **99**, 221—248.
- MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ, J. 1968: Loess sections in the Danube valley, Yugoslavia and their importance for the Quaternary stratigraphy of southeastern Europe. — *In: SCHULTZ, C. B.—FRYE, J. C. (eds) 1968: Loess and Related Eolian Deposits of the World*. — Proc. 7th INQUA Congr., Boulder-Denver, Colorado, 1965. — Univ. Nebraska Press, 261—278.

- MAVLÜANOV, G. A. 1958: *Genetical types of loesses and loess-like rocks in the central and southern parts of Central Asia and their engineering-geological properties.* — Taskent: Akad. Nauk Uzbeke. SzSzSzR, Inszt. Geol., 609 p.
- MEZŐSI, J.—DONÁTH, É. 1952: Investigation of the dissolved and floating material of the Tisza and Maros. — *Acta Min. Petr. Univ. Szeged*, **6**, 31—46.
- MIHÁLTZ I. 1967: A Dél-Alföld felszínközeli rétegeinek földtana. — *Földt. Közl.*, **97**, 294—307.
- MIHÁLYINÉ LÁNYI I. 1953: A magyarországi löszváltozatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása. — *Alföldi Kongr.*, 5—15.
- OBRUCHEV, V. A. 1945: Loess types and their origin. — *Amer. Journ. Science*, **243**, 256—262.
- PAWLINOW, V. N. 1959: Einige Daten über die Genese der chinesischen Löss. — *In: Zentralbl. Geol. Pal.*, Teil I, p. 589.
- PÉCSI M. 1965: A magyarországi lejtőlöszök, talajüledékek és azok kialakulásának problémái. — *Agrokém. és Talajtan*, **14**, 3—4, 279—294.
- PÉCSI M. 1967: A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében. — *Földr. Ért.*, **16**, 1, 1—18.
- PÉCSI, M. 1971: *Guide-book for Loess Symposium in Hungary.* — Budapest, 34 p.
- PÉCSI, M. (ed.) 1979: Studies on Loess. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **22**, 1—4, 368 p.
- PÉCSI, M. 1982: *Quaternary Studies in Hungary.* — Hung. INQUA Nat. Com.; Geogr. Research Inst. Budapest, 313 p.
- PÉCSI M. 1984: Létezik-e egymillió évesnél idősebb valódi lösz? — *Földr. Ért.*, **33**, 4, 347—358.
- PÉCSI, M.—WAGNER, M.—PEVZNER, M. A. 1979: Complex Evaluation of Dunaföldvár Loesses and Fossil Soils. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **22**, 513—537.
- PÉWÉ, T. L.—JOURNAVY, A. 1983: Origin and character of loess-like silt in unglaciated South-Central Yakutia, Siberia, USSR. — *Geol. Surv. Prof. Paper*, **1262**, 46 p.
- PYE, K.—ZHOU LI-PING 1989: Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in North China and the northwest Pacific Ocean. — *Palaeogeogr., -climatol., -eol.*, **73**, 1/2, 11—23.
- RICHTHOFEN, F. v. 1882: On the mode of origin of the loess. — *Geol. Mag.*, **9**, 2, 293—305.
- RÓNAI A.—BARTHA F.—KROLOPP E. 1965: A kulcsi löszfeltárás szelvénye. — *MÁFI Évi Jel.*, **1963**, 167—187.
- RÓNAI A. 1981: A földtani ismeretek fejlődése az Alföld medencéjéről. — *Alföldi Tanulmányok*, 7—34.
- RÓZCYKI, S. Z. 1976: Conditions of the formation of loess. — *Inst. Geol. Biul.*, **297**. — *Z Badań Czwartorz. w Polsce*, **18**, 77—92.
- RUCHIN, L. B. 1958: *Grundzüge der Lithologie.* — *Lehre von den Sedimentgesteinen.* — Berlin, 806 p.
- RUSSEL, R. D. 1944: Lower Mississippi Valley Loess. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **55**, 1—40.
- SCHERF, E. 1939: Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner Polyglazialistischer Grundlage. — *3. INQUA Konfer., 1936, Wien*, 31—70.
- SCHULTZ, C. B.—FRYE, J. C. (eds) 1968: *Loess and Related Eolian Deposits of the World.* — Proc. 7th INQUA Congr. Boulder-Denver, Colorado, 1965. — Univ. Nebraska Press, 369 p.
- SELBY, M. J. 1976: Loess. — *New Zealand Journ. Geogr.*, **61**, 1—18.
- SMALLEY, I. J. 1966: The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. — *J. Sediment. Petr.*, **36**, 669—676.
- SMALLEY, I. J. (ed.) 1975: *Loess Lithology and Genesis.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 429 p.
- SMALLEY, I. J.—SMALLEY, V. 1983: Loess material and loess deposits: formation, distribution and consequences. — *In: BROOKFIELD, M. E.—AHLBRANDT, T. S. (eds): Eolian Sediments and Processes.* — Amsterdam: Elsevier, 51—68.
- SMALLEY, I. J.—VITA-FINZI, C. 1968: The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of „desert” loess. — *Journ. Sediment. Petr.*, **38**, 3, 766—774.
- SOERGEL, W. 1919: *Lösse, Eiszeiten und paläolithische Kulturen.* — Jena: G. Fischer, 177 p.
- SÜMEGHY J. 1944: A Tiszántúl. — *Magyar Tájak Földt. Leírása*, **6**, 208 p.
- SÜMEGHY J. 1955: A magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése. — *MÁFI Évi Jel.*, **1953**, 395—404.
- SWINEFORD, A. 1978: Loess. — *In: FAIRBRIDGE, RH. W.—BOURGEOIS, J. (eds): The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 457—458.
- SZABÓ J. 1867: Tokaj-Hegyalja talajának leírása s osztályozása. — *Math. Term.-tud. Közlem.*, **3**, 366—372.
- SZOKOLOVSKIJ, I. L. 1958: Leszszövűe porodü zapadnoj caszti USzSzR. — *Kiev. Izd. AN. SzSzSzR*, **97**, 2.
- SZOKOLOVSKIJ, I. L. 1961: Regional'nüie i geneticseszkie tipü leszszövüh porod. — *In: Csetverticsnüj Period*, **1961**, 107—113.
- TAYLOR, S. R.—MCLENNAN, S. M.—MCCULLOCH, M. T. 1983: Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 1897—1905.
- TONKIN, P. J.—RUNGE, E. C. A.—IVES, D. 1974: A study of Late Pleistocene loess deposits, New Zealand. — *Quaternary Research*, **4**, 217—231.
- TSHAN ZSUN-CHU 1962: Neue Daten über die Löss-Gesteine in China. — *In: Zentralbl. Geol. Pal.*, Teil I., 1066—1067.
- VENDL A.—TAKÁTS T.—FÖLDVÁRI A. 1935: A Budapest-környéki löszről. — *Mat. Term.-tud. Ért.*, **52**, 713—787.
- WARNKE, D. A. 1971: The shape and surface texture of loess particles: discussion. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 2357—2360.
- WOLDSTEDT, P. 1961: *Das Eiszeitalter*. **1.** (3. kiadás). — Stuttgart: Enke, 374 p.
- YAALON, D. H. 1969: Origin of desert loess. — *In: TERS, M. (ed.): Études sur le Quaternaire dans le Monde.* — 8th INQUA Congress, Paris, 1969, 2.
- YAALON, D. H.—DAN, J. 1974: Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semidesert and desert fringe areas of Israel. — *Zeitschr. Geomorph. N. F., Suppl.*, **20**, 91—105.
- YOUNG, D. G. 1964: Stratigraphy and petrography of north-east Otago loess. — *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **7**, 839—863.
- ZEUNER, F. E. 1955: Loess and paleolithic chronology. — *Proc. Prehistoric Soc.*, **21**, 51—64.
- ZHANG ZONG-HU 1964: A study of the microtexture of Chinese loess. — *Acta Geol. Sinica*, **44**, 357—369.
- ZOLOTUN, V. P. 1974: Origin of loess in the southern part of Ukraine. — *Soviet Soil Sci.*, **6**, 1—12.

## 22. A VÍZI ÜLEPEDÉSŰ PÉLITEK

RÉVÉSZ ISTVÁN, SZABÓNÉ DRUBINA MAGDA, TÓTH KÁLMÁN,  
VICZIÁN ISTVÁN ÉS BALOGH KÁLMÁN

### 22.1 FOGALOM ÉS OSZTÁLYOZÁS

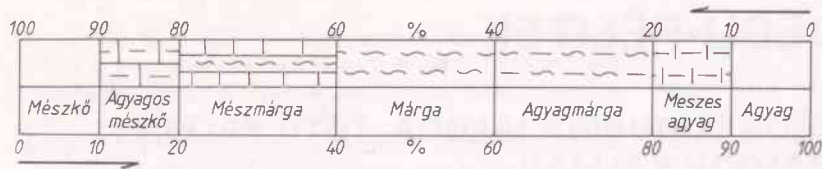
A pélit azoknak az üledékeknek és üledékes közeteknek az összefoglaló neve, amelyek  $> 50$  súly%-a folyók, állóvizek, vulkáni kitörések  $0,06$  mm-nél kisebb átmérőjű lebegtetett hordalékából származik. A pélitek szemcsenagyság és anyagi összetétel alapján két nagy csoportra oszthatók: *aleur(ol)itok* és *agyagok* (agyagközetek, „agyagpalák”, argillitek). A lebegtetett hordalék zömét ui.  $0,002$  mm szemcsenagyságig a lepusztulási terület kőzeteiből fizikai aprózódással kiszabaduló, kőzetliszt méretű ásványok alkotják. Ezt az uralkodóan kőzetlisztből álló üledéket nevezzük aleuritnak, a belőle kialakult kőzetet pedig — tömörödésének és kötöttségének foka szerint — laza, ill. kemény aleurolitnak. A lebegtetett hordalék  $0,002$  mm-nél finomabb részecskéi azonban túlnyomórészt a kiindulási kőzet kémiai mállásából származó agyagásvány-kristályokból állnak. (A  $0,002$  mm-es határ azért bizonytalan, mert az agyagásvány-aggregátumok szemcsenagysága  $0,005$  mm-t is elérhet.) E legfinomabb szemcsék vegyi mállásból való származása és kolloid sajátságai ellenére sem tekintjük a belőlük keletkezett agyagokat és agyagközeteket kémiai üledéknek. A vegyi üledékek zöme ui. az üledékfelhalmozódás és kőzetképződés színhelyére érkezett vagy ott keletkezett valódi oldatok helyben létrejött csapadéka. Az argillitek szemcséi viszont kristályos állapotban, többnyire egyedi kristályok halmazaként és — a reziduális agyagok kivételével — általában lebegve szállítás útján kerülnek lerakódásuk helyére. Leülepedés közbeni vagy utáni elváltozásaik már a diagenézis fogalomkörébe tartoznak. Hidraulikai viselkedésüknek a kőzetlisztéhez való hasonlósága folytán azonban — azzal együtt — számos durvább törmelékes kőzet felépítésében is lényeges szerepet játszanak. Ezt az agyagos aleuritok, arenitek és konglomerátumok szemcseösszetételi görbéinek a finom frakciók javára mutatkozó aszimmetriája bizonyítja (I. kötet, 15.9, 15.10; 22.3 ábra). Kőzetliszt- és agyagszemcséknek kémiai üledékekben való megjelenése a keverékközetek igen változatos sorát eredményezi.

A pélitcsalád a földkéreg leggyakoribb üledékcsoportja. Ez kétségkívül a földi víz- és légkör, valamint a bioszféra és a szilárd kéreg kölcsönhatásának a következménye. Hasznosításuk számos lehetősége mellett a pélitek fontosságát leginkább a termőtalaj kialakulásában játszott szerepük emeli ki. *A szárazföldi élővilág evolúciójának egyik fő feltételét a pélitek megjelenése teremtette meg.*

A pélitek osztályozásakor a szemcseméreten és a szilárdság fokán kívül számos szerző a rétegeesség típusát és az ásványtani összetételt is figyelembe veszi. A DIN szabvány azokat az üledékeket tekinti aleuritnak, amelyek  $0,06$  és  $0,002$  mm közötti szemcséi az üledéknek legalább  $50$  súly%-át teszik ki; ásványtaniilag főként kvarcból, alárendelten egyéb terrigén ásványokból, valamint biogén és autigén szemcsékből állnak. Agyagnak pedig azokat az üledékeket minősíti, amelyek  $0,002$  mm alatti szemcséi az üledék több, mint  $50$  súly%-át teszik ki; amelyek ásványtani felépítésében az agyagásványok dominálnak, de emellett kevés agyag-méretű vagy durvább terrigén szemcsét (kvarcot, karbonátot stb.), valamint autigén ásványt és biogén szemcsét is tartalmazhatnak.

A pélitek szemcsenagysági osztályainak grafikus ábrázolására a homok (kavics)–kőzetliszt–agyag csúcú háromszögdiagramok a legalkalmasabbak. Ezek belső mezőinek elkülönítése azonban szinte szerzőnként változik. Az irodalomban található számos változat közül (19.1—3 ábra) a SHEPARD (1954) és LARESE—HEALD (1977) által ajánlott diagram  $20$ ,  $50$  és  $75$ %-os határokat állapít meg.

Feloszthatók azonban a pélites közetek vegyi alkotuk, ásványos összetételük, képződési módjuk, lerakódási környezetük, színük, szövetük, szerkezetük, fizikai és technológiai sajátságai szerint is. Fő ásványaik szerint beszélünk pl. kaolinites, illites vagy szemkites agyagokról. Különösen fontos a karbonáttartalom mennyisége szerinti keverékközeteknek, a pélitmárga-mész- és pélit-dolomárga-dolomit sor tagjainak az elkülönítése (22.1 és 19.5 ábra). Lerakódási környezetük alapján helyben maradt, folyóvízi, tavi,



22.1 ábra. Az agyag és a mészkő közötti keverékközetek osztályozása (BÁRDOSSY 1961)

Ugyanezen arányok alkalmazhatók a dolomit és agyag keverékére is. Az ilyenkor alkalmazható elnevezések balról jobbra: dolomit, agyagos dolomit, dolomitos márga, dolomárga, agyagos dolomárga, dolomitos agyag, agyag.

glaciális, eolikus, tengerparti, sekély- és mélytengeri péliákat különböztetünk meg. Szemcsenagyság alapján a reziduális péliák közé lehetne sorolni az allitokat és a különböző talajokat is. A talajokkal azonban egy külön tudományág, a talajtan foglalkozik (I. kö-

tet, 2.4. fejezet). Az allitok sajátosságai és genetikája fontos fejezete a szedimentológiának; a laterit és a bauxit — különleges jellege és fontossága miatt (I. kötet, 2.3222. fejezetrész) — mégis önálló tárgyalást kíván (III. kötet, 30. fejezet).

## 22.2 A VÍZI ALEUR(OL)ITOK

Az *aleurit* név a görög aleuron (= liszt) és a lithosz (= kő) szavak összevonásából származik. Olyan vízben szétcsé, laza üledéket jelent, amelynek zöme kőzetliszt méretű ásvány szemcsékből áll. Erősebben kötött, tömör változatát *aleurolit*nak nevezzük. A homok és agyag frakció közötti kőzetliszt tartomány határait különböző szerzők különbözőképpen vonták meg. Voltak, akik alsó határául a 0,002, 0,0039, 0,005, sőt a 0,01 mm-t, felső határául a 0,02, 0,05, 0,06, 0,063, sőt 0,1 mm-t javasolták. Ezek közül hidraulikai szempontból a 0,06 mm, ill. a 0,002 mm-es határ látszik legalkalmasabbnak (22.1. fejezet).

A 0,005 mm-es alsó határnak BÁRDOSSY (1961) nyomán hazánkban is elterjedt használatát az indokolná, hogy az agyagközetekre jellemző báziscsere-képesség észlelhetőségének ez a szemcsenagyság a felső határa. Ismeretesek azonban olyan üledékek, amelyek 0,002

—0,005 mm-es uralkodó szemcserészlege nem-agyagásványokból áll.

Szemcseseösszetételük alapján az aleur(ol)itoknak durva (0,06—0,02 mm), finom (0,02—0,002 mm), osztályozott, továbbá osztályozatlan (0,06—0,002 mm közötti) változatait különböztetjük meg. A durva aleuritok tulajdonságai a homokos, a finom aleuritokéi az agyagos üledékekéhez közelítenek. További részletezés az uralkodó szemcseméret mellett legnagyobb százalékban jelen levő szemcsenagyság jelzőként való alkalmazásával lehetséges (pl. agyagos finom aleur(ol)it; homokos durva aleur(ol)it, stb. (22.1. tábla, 22.2. tábla; 1, 2).

Osztályozási alapul szolgálhat a szín és a genetikára utaló ásvány szemcsék, ill. kötőanyagok jelzése (pl. glaukonitos, földpátos aleurit; meszes, kovás vagy limonitos aleur(ol)it).

### 22.21 ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTEL

A törmelékes ásványok közül az uralkodó kvarc mellett a földpátok, a klorit és a csillámok részaránya is jelentős lehet. Vannak azonban kizárólag kvarclisztből álló, monomineralikus aleuritok is. A grauvakke típusú, éretlen aleurolitok magmás és metamorf kőzetek törmelékét is tartalmazhatják. A Saar–Nahe-vidék felső Rotliegendjének 1,2—1,7-es kvarc/földpát hányadosú arkózás aleurolitjai valószínűleg olyan vulkáni tufákból származnak, amelyek fluvialis vagy eolikus szállítás után állóvízben rakódtak le.

A járulékos ásványok közül főként az andaluzit, apatit, amfibol, augit, diopszid, epidot, zoizit, gránát, rutil, disztén, turmalin, glaukonit, a vas-ásványok közül a limonit (goethit, lepidokrokit), pirit, a hematit,

magnetit, ilmenit és sziderit említhető. Az ÉK-iraki eocén arid–szemiarid klímában lerakódott fluvialis aleuritjainak barnás színárnyalatát AL-RAWY (1983) szerint a törmelék szemcséket eredetileg egyenletes eloszlásban bevonó ferrihidroxid kilúgzódás utáni maradéka okozza.

Az aleurolitok leggyakoribb kötőanyagai agyagásványok, karbonátok, kova, vasoxidok vagy -hidroxidok, szulfátok és szerves anyagok. Ezek gyakran egymással kombinálódnak (pl. agyagásvány–kalcit–dolomit; vasoxid–kalcit stb.). A karbonátos kötőanyag többnyire kalcit, ritkábban dolomit, ankerit vagy sziderit.

## 22.22 KÉMIAI ALKAT

Az aleur(ol)itok legfontosabb eleme a Si, törmelékes és biogén kova alakjában és különböző szilikátok alkotórészeként. Az Al a törmelékes szilikátok és az agyagásványok alkotórésze. A Fe elsődleges és autigén ásványai többnyire finomszemcsés színező anyagok. A Mg főleg a klorithoz és a dolomithez kötődik. A Ca egy része a törmelékes kalcitból, java része az autigén karbonátokból származik. A Na és K elsődlegesen a törmelékes földpátok alkotórésze. A K-ot azonban agyagásványok is adszorbeálhatják: az illitben és a glaukonitban is jelen van. A S a kőzet pirit-, anhidrit- és gipsztartalmából származik (22.1 táblázat).

## 22.23 KÖZETSZERKEZET

Az aleur(ol)itok jelentékeny része tömeges kifejlődésű. Cementáltabb részleteik gyakran kiemelkedve mállanak ki a környező „puhább” agyagból. A finom aleuritok folytonos horizontális-párhuzamos lemezessége vagy vékonyrétegeessége (22.1. tábla; 22.2. tábla: 1—2) nyugodtvízi környezetet bizonyít. A megszakított horizontális-párhuzamos, vagy a homokfodrokat lefedő lencses és flázeres rétegeesség a szállítási energia időnkénti megnövekedéséről árulkodik. Némi magassabb energiaszintet jelez a megszakított hullámos, nem-párhuzamos rétegeesség. A görbült párhuzamos és a görbült kiékelődő rétegeesség valószínűleg a vízfenék egyenetlenségeinek akkréciós kitöltődésével keletkezik. A durva aleuritokban gyakori áramlási fodrok kis méretű ferde- vagy keresztlemezességet eredményeznek (22.2 ábra). Szénült növénymaradványok, csillámpikkelyek, nehézásványok és durvább törmelékszemcsék osztályozódása révén páros réteglemezek alakulhatnak ki (17.5 ábra). A már létrejött ülepedési egységeket azonban a bioturbáció teljesen el is tüntetheti.

A (horizontális) réteglemezek létrejöttét a terrigén üledékutánpótlásnak és az ülepitő közeg kémizmusának évszakos vagy epizódikus változásai idézik elő. Ez utóbbi a planktonszervezetek életritmusával karöltve az oldott vagy lebegő szerves és szervetlen anyagok leüleptése révén járul hozzá az aleurit laminiték gyarapításához (17.211. fejezetrész). Több-kevesebb durva és finom aleurit rakódik le a turbiditok BOUMASorozatának B egységében, túlnyomórészt finom aleuritból áll azok E egysége (I. kötet, 4.32—4.33 ábra). A kaviesszemeséket tartalmazó aleurit felszíni és vízalatti törmelékfolyások lerakódása. A rétegzés nélküli homokba ágyazott aleurit-intraklasztok vagy vonszoló áramok talpi lerakódásai, vagy vízalatti csuszamlás

22.1. táblázat. Algyői felső-pannóniai aleuritok vegyi összetétele\*

Alkotórész	Durva**	Finom
	aleurit	
SiO <sub>2</sub>	52,10	48,61
TiO <sub>2</sub>	0,81	1,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,34	17,03
Összes Fe***	4,53	4,76
MnO	0,05	nyom
MgO	4,57	4,44
CaO	8,38	4,62
Na <sub>2</sub> O	1,19	0,74
K <sub>2</sub> O	1,86	2,00
H <sub>2</sub> O +	3,42	10,41
H <sub>2</sub> O -	0,80	2,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	nyom
SO <sub>3</sub>	8,80	4,24
Összesen	99,00	100,31

\* Elemző: OFKFV, Komló Laboratórium.

\*\* 4 elemzés középértéke az 1925—1935 m-es mélységből.

\*\*\* Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ban kifejezve.



22.2 ábra. Atul: megszakadó horizontális aleuritcsíkok váltakozása homokkövel. — Középen: ferderétegzett durva aleurit. — Fent: agyagos finom aleuritlencsék kiékelődő finomhomok fodrokkal

Az alsó-pannon magasabb része. — Szeged-9. sz. fúrás: 2467,66—2467,85 m. — Ex: BALOGH K. (1973). — Foto: Kiss L.

során felszakított üledékrészletek (19.29 ábra). A finom aleuritrétegek fedőlapjait bioglifák és turbidit-vagy molassz-típusú mechanoglifák boríthatják; a homokkal váltakozó aleuritrétegek belsejében pedig különböző deformációs szerkezetek figyelhetők meg

(17.24. fejezet). Gyakoriak az aleuritokban a változatos alakú és méretű kvarc, kalcit, sziderit, hematit, limonit, aragonit, markazit, pirit, gipsz, anhidrit, barit anyagú csomók, gumók és konkréciók is. Sok konkréciónak magját valamilyen szerves maradvány alkotja.

## 22.24 EGYÉB MAKROSKÓPOS TULAJDONSÁGOK

A *durva aleurit* laza, legfeljebb félig kötött, nedvesen hígfolyós, kiszáradva lazán összeálló, esetleg szét-eső üledék. A csillámok és más ásványszemcsék jelentős része szabad szemmel vagy kézi nagyítóval jól felismerhető. Vágott felülete tompa fényű, érdes.

A *finom aleurit* laza, nedvesen az agyagnál kevésbé képlékeny, de hígfolyós. Kiszáradva összeáll, de ujjal szétmorzsolható. Szabad szemmel csak csillámlemezekéi, kézi nagyítóval is csak néhány nagyobb törmelék-szemcséje ismerhető fel. Törési és vágott felülete tompa fényű, csak kissé érdes.

A *durva aleurolit* finom homokköre emlékeztető, kemény, többé-kevésbé tömött kőzet. Szemcséinek nagy része szabad szemmel vagy lupéval jól látható. Olykor lemezesen vagy levelesen válik el; törési felülete szemcsés, földes.

A *finom aleurolit* erősen tömörödött, gyengén érdes tapintású kőzet. Szabad szemmel csak a csillámlemez-

kéi ismerhetők fel. A többi törmelék-szemcséje még kézi nagyítóval is nehezen különíthető el. Elválási és törési formái lemezesek, levelesek, lemezes-kagylósak, gumósak, gömbhéjasak, lencsések, szemcsések.

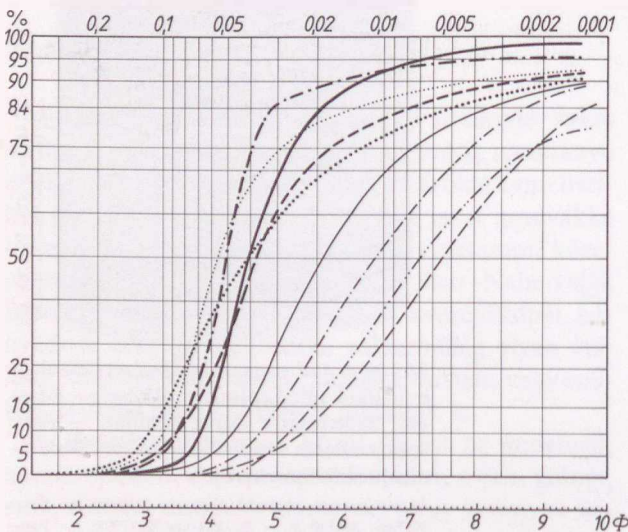
Az aleur(ol)itok *színét* elsősorban szemcseösszetételük, ferro-, ill. ferrivas-, szervesanyag-, glaukonit-, sziderit-, csillám- és agyagásvány-tartalmuk befolyásolja. Szemcsézetük finomodásával általában sötétebb árnyalatúakká válnak. A szürke szín sötétedése a szerves-, ill. pirittartalom növekedését jelezheti. Az  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  viszonyszám növekedése a szürkének a zöld, sárga, vörösesbarna és lila színnel való fölcserélődését okozza (22.16 ábra). A vörös szín előidézéséhez néhány %-nyi hematit, a sötétbarnához ugyanennyi goethit elegendő. Az illit, biotit, klorit, glaukonit, montmorillonit zöld színeződést okoz. A sziderittől kékesszürke színű kőzet friss törési felületei az oxidáció miatt hamarosan sárgás vagy barnás színt öltenek.

## 22.25 KÖZETSZÖVET

Szövetük tekintetében a durva aleur(ol)itok az arenitekhez, a finomak az argillitekhez állnak közelebb. Ezért a durva és finom aleuritoknak egymástól, a finom homokkövektől és az argillitektől való biztos

elkülönítése csak laboratóriumi eszközök — iszapoló készülékek, mikroszkópok — segítségével lehetséges (22.3 ábra). Osztályozottságuk többnyire közepes és gyenge, mert az uralkodó durva vagy finom kőzetliszt mellett homokot (esetleg kavicszemcséket) és agyagot is tartalmazhatnak. Rendszerint agyagos-szerves-limonitos vagy karbonátos-agyagos kötőanyagba ágyazott kvarc-szemcsék nagy többsége sarkos és szögletes (22.1. tábla; 2—4). Az agyagásványok jellemző kristályformái SEM-felvételeken tanulmányozhatók. Csillám- és kloritlemezeik a rétegzésre merőleges csiszolatokban többnyire egymással párhuzamosak. Ez az elrendeződés, valamint a szemcseösszetétel néhány mm-es réteglemezek keletkezését eredményező változásai számos aleur(ol)it kitűnő hasíthatóságát eredményezi. Jól példázza ezt a mecseki felső-liász tetejének fekete „márgapalá”-ja. — Az ásványszemcsék kaotikus elhelyezkedését általában zagyszállítás, áramlási rendellenesség vagy bioturbáció okozza.

A frissen leülepedett aleuritok 80%-ot is elérő porozitása a betemetődés során 1800—2000 m mélységben kb. 20%-ra csökken. A kapcsolódó diagén ásvány-átalakulások menetét a 12. és 13. fejezet ismerteti.



22.3 ábra. Pannóniai emeletbeli aleurolitok jellemző szemcseösszetéti görbéi Algyórról. — Szerkesztette: RÉVÉSZ ISTVÁN

## 22.3 AZ ÜLEDÉKES AGYAGOK ÉS AGYAGKÖZETEK

Az agyag szónak kettős jelentése van. Jelenti: (1) az agyagásványokat és a zömmel agyagásványokból álló üledékeket; (2) az üledékek és talajok legfinomabb szemcsefrakcióját, amelyhez agyagásványokon kívül más szerves, valamint szervesanyagok is tartozhatnak.

Az üledékes agyagok és agyagkőzetek *elsődleges* összetevőinek zöme terrigén eredetű, tehát szárazföldi mállással képződött és lebegve szállítás után leülepedett, igen finom agyagásvány és egyéb ásványszemcse. Ezekhez még az ülepítő vízben oldott sók, szerves és szerves kolloidok anyaga járulhat. *Másodlagos* alkotóik lerakódás után, helyben keletkezett, kémiai kiválásból vagy átalakulásból eredő, diagenetikus ásványok. Mindezek olyan többkomponensű rendszert alkotnak, amelynek az agyagásványok a meghatározó elegyrészei.

Agyagásványok azonban — változó arányban — minden más üledékes kőzet anyagához hozzákeveredhetnek. Ezért kőzettani értelemben vett „tisztá” agyagról vagy agyagkőről csak akkor beszélünk, ha az legfeljebb 10%-nyi egyéb anyagot (törmelékszemcsét, szerves anyagot, kémiai vagy biokémiai kicsapódású

ásványt) tartalmaz. A „tisztá” agyagokat a vegyes kőzetek változatos — sok esetben folytonos — sora köti össze más üledékes kőzetek tiszta típusaival. Az átmeneti tagok a megfelelő jelzők alkalmazásával jellemezhetők (pl. homokos, kavicsos, limonitos vagy mangános agyag; agyagos homok; agyagos-kőzetlisztes-kavicsos homok). Ennek ellenére a vegyes kőzetek legtöbbször nevezéktana a változatok elhatárolására tett indítványok sokfélesége miatt máig sem kiforrott. Ebben a kőzetek hasznosításával kapcsolatos technológiai előírások különbözősége is szerepet játszik. Kőolajkutatói szempontból argillitnek minősül pl. az a pélités kőzet, amelynek zöme 60% agyagásványt, 30% kvarcot és kovát, 5% földpátot, 4% karbonátásványt és ~1% vasoxidot tartalmaz. A finomkerámiai ipar viszont nemcsak a járulékos elegyrészek kisebb mennyiségét, hanem az agyagásvány minőségét is kénytelen kikötni. A megegyezéshez a karbonátos agyagok (márgák) beosztása (22.1 ábra) áll legközelebb. A törmelékes és egyéb kőzetektől való elválasztás pedig legcélszerűbben a sokféle háromszögdiagram valamelyikének segítségével oldható meg (19.1 —19.3 és 19.5 ábra).

### 22.31 AZ ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTEL

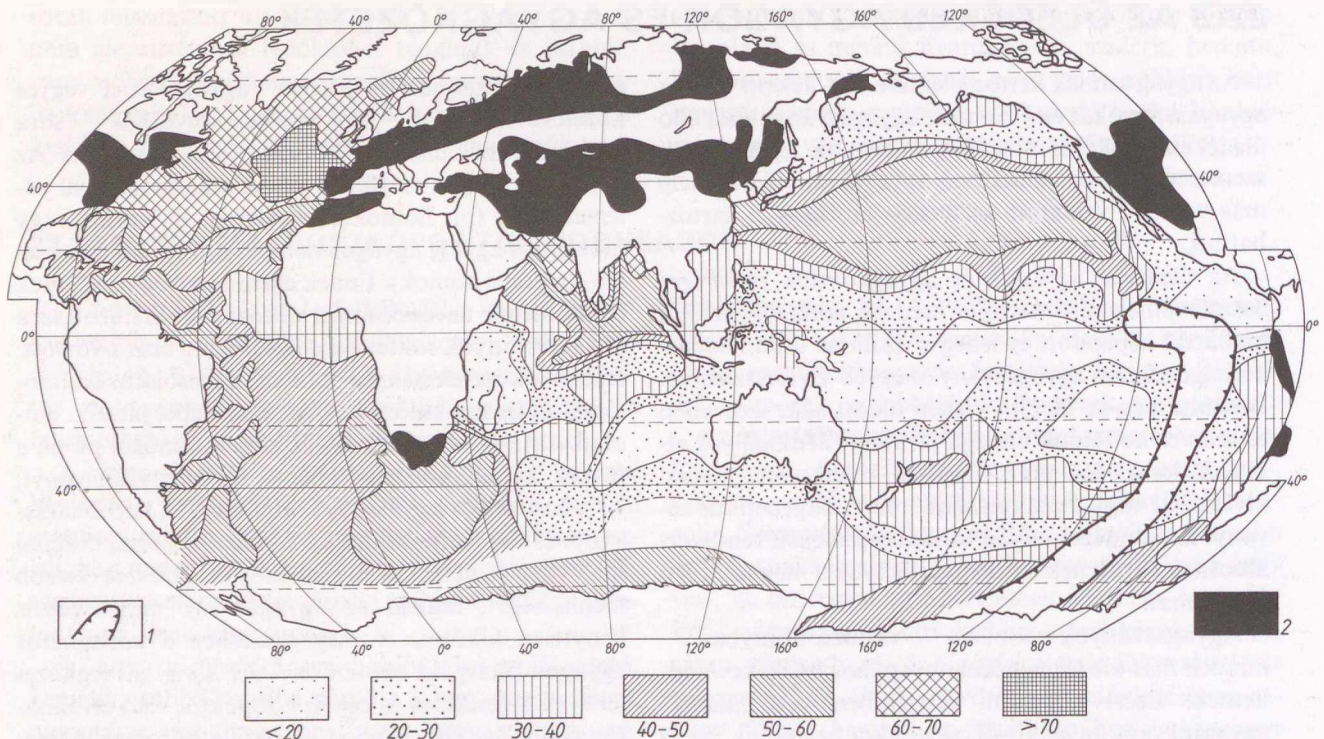
Pontos meghatározását a fénymikroszkóp felbontó képessége nem teszi lehetővé. Erről csak a termikus analízis (DTA, DTG) és a röntgendiffrakciós és derivatográfias vizsgálat szolgáltat mennyiségi adatokat (FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1958; FÖLDVÁRI M. 1986; VICZIÁN 1986). Esetenként az infravörös spektroszkópia és az ioncsere-képesség vizsgálata is célravezető lehet. Az ásványok tényleges alakját, elrendeződését azonban csak pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) lehet tanulmányozni.

**22.311 Az elsődleges (allotigén) elegyrészek** között az agyagásványok mellett a kvarc, a földpátok, csillámok, piroklasztikus ásvány- és kőzettöredékek (horzsakő, kőzetüveg), különféle biogén eredetű szerves és szervesanyagok a leggyakoribbak. Ide sorolhatók az amorf (szol vagy gél állapotú) kovaféleségek és Al-vegyületek, a nehézásványok, az eolikus és a kozmikus por részecskéi is.

**22.3111 Az agyagásványok** általában nem-ideális összetételű és szerkezetű, kolloidális méretű, víztartalmú Al-szilikátok. Változataik jelentékeny mennyiségű K-, Na-, Ca-, Mg- és/vagy Fe-ionokon kívül más kevésbé fontos ionokat is tartalmazhatnak. Szerkezeti labilitása miatt többségük érzékenyen rea-

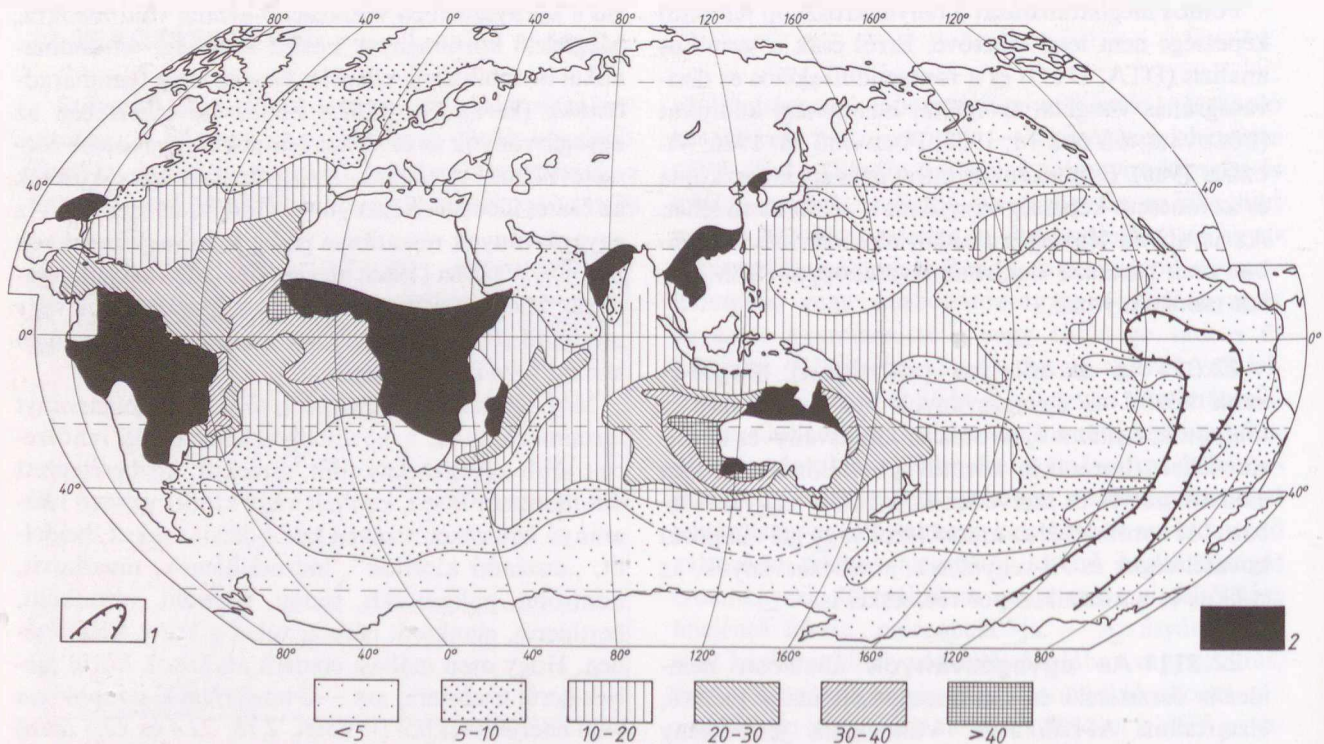
gál a környezetében végbemenő kémiai változásokra. Megfelelő körülmények között azonban, termodinamikai instabilitásuk ellenére, hosszú ideig fennmaradhatnak (LIPPMANN 1982). Ennek következtében az agyagásványok az üledékes kőzetek leggyakoribb összetevői közé tartoznak. Az agyagok és agyagkőzetek az összes üledékes kőzet 76—77 térf.%-át teszik ki. Az agyagásványok részaránya pedig az agyagkőzetekben SHAW—WEAVER (1965) szerint 10—80% között ingadozik; átlaga 66,9%. Az üledékes agyagásványok vagy mechanikai áthalmazódásból erednek, vagy autigén kémiai folyamatok termékei.

Még a legtisztább agyagok is többféle agyagásványt tartalmazhatnak, a közönségesebbek pedig rendszert több agyagásvány (illit, szmektit, közberétegzett illit/montmorillonit, kaolinit vagy klorit) változó részarányú keverékei. Ezekon kívül dickit, nakrit, beidelit, „duzzadó kloritok”, hidrocsillámok, muszkovit, nontronit, paligorszkait, sudoit, szepiolit, vermikulit, berthierin, glaukonit is részt vehet a kőzet felépítésében. Hogy ezen mállási eredetű ásványok közül melyik kerül uralomra, azt — a tengerfenéki iszapokban való elterjedésükből (I. kötet, 2.16; 22.4 és 22.5 ábra) láthatóan — elsősorban a kiindulási kőzetek összetétele és az éghajlat határozza meg. A kontinensek szilikátos kőzeteinek vegyi mállásával keletkező agyagás-



22.4 ábra. Az illit százalékos mennyisége az agyagásványok összegében az óceáni iszapok felszínének  $< 2 \mu\text{m}$  frakciójában, LISZICÜN—GORBUNOVA (1981) nyomán

1. Óceáni terület, az agyagásványok szinte teljes hiányával. — 2. Szárazföldi talajok, felső szintjükben illit-dominanciával.



22.5 ábra. A kaolinit százalékos mennyisége az agyagásványok összegében az óceáni iszapok felszínének  $< 2 \mu\text{m}$  frakciójában, LISZICÜN—GORBUNOVA (1981) nyomán

1. Óceáni terület, az agyagásványok szinte teljes hiányával. — 2. Szárazföldi talajok, felső szintjükben kaolinit-dominanciával.

ványok ui. a folyóvízi szállítás közben alig módosulnak. A tengervíz elektrolitjainak hatására azonban pelyhesen összetapadva (fokkulálva) kicsapódnak. Mivel az összetapadási képesség a szemcsék növekedésével csökken, a pelyhek mérete nem léphet túl bizonyos határt. A leülepedő szemcsehalmaz a közbezárt víz kiszorulása miatt tömörödik.

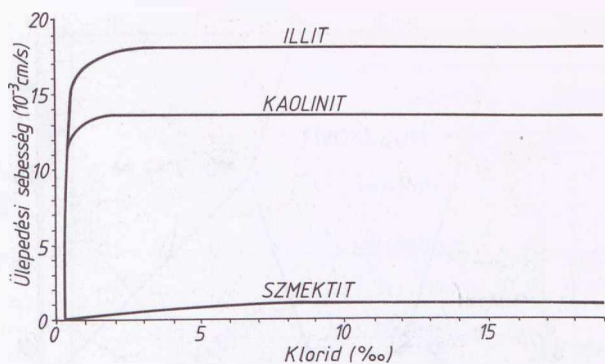
A fokkulálás sebessége nemcsak a közeg sótartalmától, hanem az agyagásvány minőségétől is függ. A kaolinit pl. kis sótartalomnál WHITEHOUSE *et al.* (1960) szerint gyorsabban pelyhesedik, mint a montmorillonit (22.6 ábra). A pelyhek elrendeződése MEADE (1964) elektronmikroszkópi megfigyelései szerint a következő alaptípusokba sorolható (I. kötet, 2.18 ábra):

- A lemezek sarkai, élei a másik lemez oldalához támaszkodnak.
- A lemezek lappal egymáshoz tapadnak.
- A lemezek élükkel érintkeznek.
- Az egy irányba rendezett lemezek „csomag”-okat alkotnak.

Törmelékes eredetűek az üledékbe bemosott csillámpikkelyek és agyagos közettörmelékek, továbbá a fokkulált szemcsék, a vulkanoklasztitok, a közbetelepült közetlencsék és -lemezek, a leülepedés után felszakított „agyagkavicsok”, a biogén járatkitöltések és fekális pelleték agyagásványai.

A túlnyomórészt a filloszilikátok közé tartozó agyagásványok (I. kötet, 2.3221. fejezetrész) rácsszerkezetét a  $\text{SiO}_4^{4-}$ -tetraéderek és  $\text{AlO}_6$ -oktaéderek végtelen hálóban való váltakozása jellemzi. A kétrétegű felépítés a kaolinit-sor, a háromrétegű a szmektitok, a hidrocillámok, a csillámok és a talk-félék sajátja; a klorit-félék négyrétegűek (I. kötet, 2.5 táblázat; 22.7 ábra).

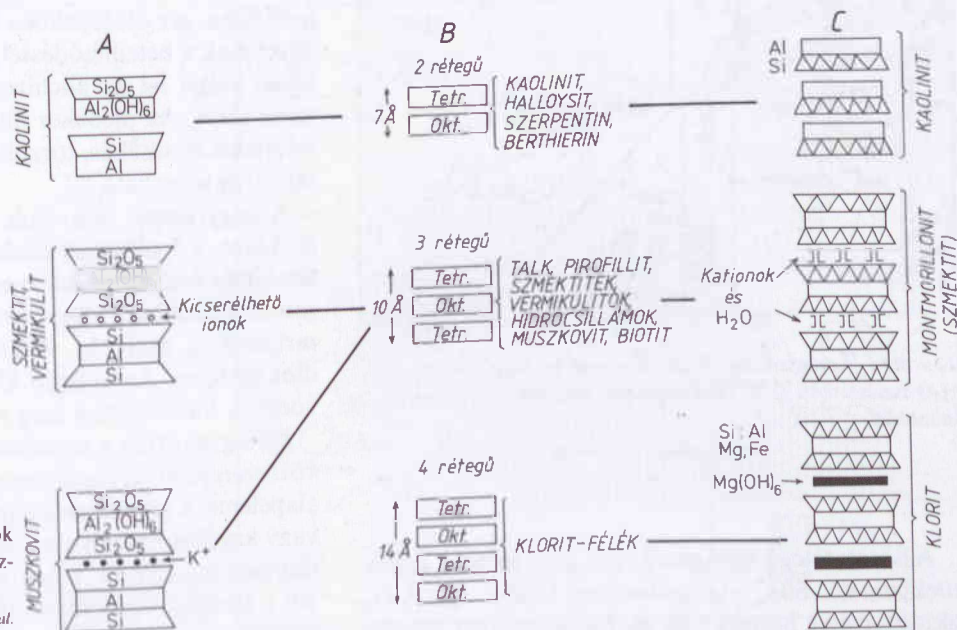
A kaolinit —  $\text{Si}_2\text{O}_5 \cdot \text{Al}_2(\text{OH})_4$ ; I. kötet, 2.14 ábra



22.6 ábra. Az illit, kaolinit és szmektit süllyedési sebességének változása a víz klorid-tartalma függvényében

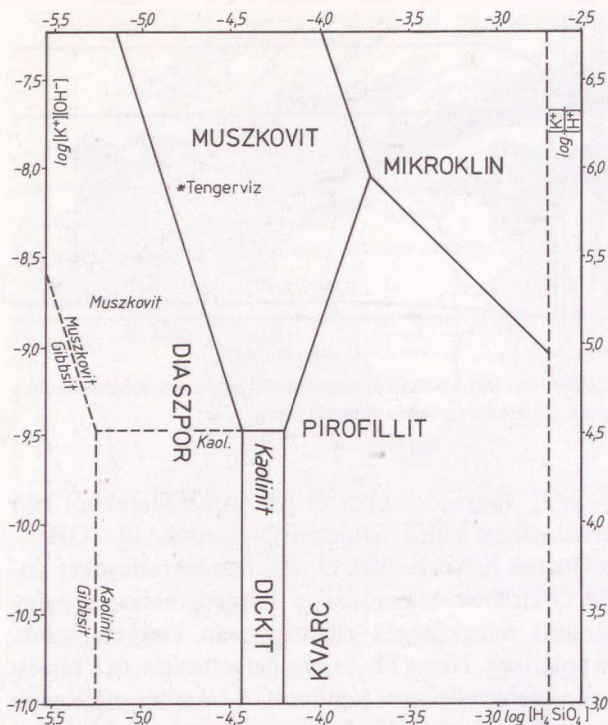
—  $\text{SiO}_4^{4-}$ -tetraéderekből és  $\text{AlO}_6$ -oktaéderekből álló térhálójának külső felületén O-atomok, ill.  $(\text{OH})^-$ -csoportok helyezkednek el. Az oktaéderrétegeket közös O-atomok kapcsolják a tetraéderekhez. Az így létrejött rétegekötegek elektromosan kiegyenlítették, de polárisak. Nincs Fe- és Mg-helyettesítés, és a rácscsukok vízfelvétellel sem tágulnak. A laterites mállásnak ez a jellemző ásványa elektronmikroszkópi felvételen éles határú, pszeudohexagonális táblás, ritkábban oszlopos termetű kristályokat formál. A gyors kiválású „fire clay” kristályai rendezetlen szerkezetűek; idővel azonban ezek is rendezettekké válnak.

A kaolinit- (vagy kandit-) csoportba tartozó többi ásvány (így a dickit és a nakrit) viszonylag ritka. A halloysit —  $\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot \text{Al}_4(\text{OH})_6 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  — és a metahalloysit lényegében csak rendezetlensége és a lemezei közé rétegződött víz révén különbözik a kaolinitől.



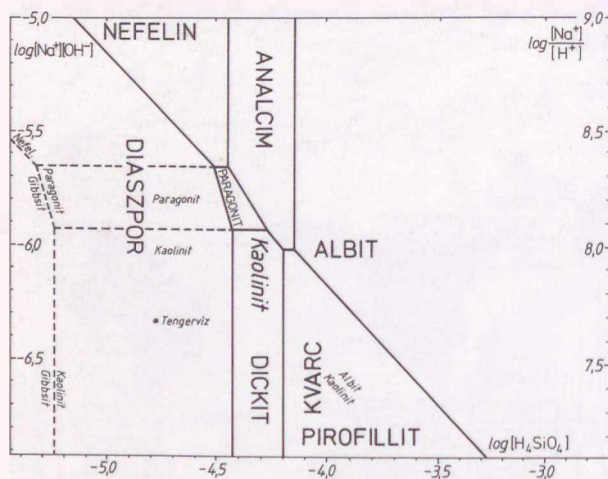
22.7 ábra. Az agyagásványok főbb csoportjainak felépítése vázlatosan

A: POTTER *et al.* (1980), B: AUBOUIN *et al.* (1975), C: PITTIJOHN (1975) szerint.



22.8 ábra. Ásványok stabilitási viszonyai a  $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  rendszerben 25 °C-on, LIPPMANN (1981) szerint, ha az  $Al_2O_3$  immobilis

A nagybetűs nevek a stabilis, a kisbetűs nevek nagy kezdőbetűvel a metastabil ásványokat jelentik. A folytonos vonalak a stabil fázishatárokat, a szaggatott vonalak a metastabil fázishatárokat jelentik. —  $[OH^-]$ ,  $[Mg^{2+}]$ ,  $[K^+]$ ,  $[Na^+]$ ,  $[H^+]$ ,  $[H_4SiO_4]$  ionaktivitás. \*: a tengervíz összetételének megfelelő pont.



22.9 ábra. Ásványok stabilitási viszonyai az  $Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  rendszerben 25 °C-on LIPPMANN (1981) szerint, ha az  $Al_2O_3$  immobilis

Jelmagyarázat a 22.8 ábránál.

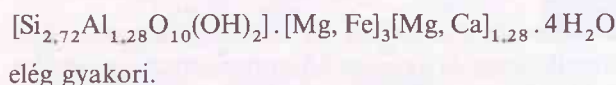
A háromrétegű agyagásványok közé tartozó *szmektit*ekben két  $SiO_4^{4-}$ -tetraéderréteg között egy  $AlO_6$ -oktaéderréteg helyezkedik el. Egyik gyakori képviselőjük a dioktaéderez Na-montmorillonit:



Molekulájának az  $Al^{3+}$ -t helyettesítő  $Mg^{2+}$  miatt kialakult telítetlenségét kicserélhető Ca-, K-, Na- vagy H-ionok semlegesítik. A rácssíkok közé 1—4 molekula vastagságban belépő víz felvételével az ásvány meggduzzad; vízvesztés esetén pedig zsugorodik. Az ásvány lemezkéi többnyire csipkés, elmosódott körvonalú halmazokat alkotnak.

A szmektitkehez tartozó és ugyancsak dioktaéderez *nontronit*ban az  $Al^{3+}$  jelentős részét  $Fe^{3+}$  helyettesíti. A *beidellit*ben a Si-ot részben Al pótolja. A szaponit ritkább.

A formailag a trioktaéderez (I. kötet, 2.3221. fejezet) szmektitkekel rokon, duzzadóképes *vermikulit*:



A háromrétegű, de nem duzzadóképes hidrocillámok legfontosabb képviselőjében, az *illit*ben a Si atomhelyek 25%-át Al tölti be, s a fölös negatív töltéseket K egyenlíti ki. A *muszkovit* kisebb Si és (OH) aránya, valamint nagyobb K-tartalma révén különbözik az *illit*től (I. kötet, 2.5 táblázat). Ha a montmorillonit-rácsba a kedvező koordináció s az ionrádiusz kicsinyisége következtében elegendő K lép be, akkor az elveszti duzzadóképeségét, és *illit*té, majd *muszkovit*tá alakulhat át. A folyamat részleges végbemenetele esetén *illit/montmorillonit* keverékszerkezetek keletkeznek.

Az *illit* három polimorf módosulata közül az 1M típus inkább hidrotermás eredetű; diagenetikusan igen ritka. Az üledékekben leggyakoribb 1Md típusú *illit* csak a betemetődéssel járó átalakulás következtében váltja fel az anchizónától kezdve stabilis 2M módosulattá. Az üledékes *illit* az elektronmikroszkópi felvételen hosszúkas, torzult pseudo-hexagonális kristályairól ismerhető fel.

A négyrétegű, bonyolult szerkezetű *klorit*-csoport (I. kötet, 2.5 táblázat) többnyire trioktaéderez tagjai általában nem duzzadóképesek. Csak a kevert szerkezetűek duzzadnak. Egy részük Mg-, más részük Fe-tartalmával tűnik ki. A *sudoit* (Al-klorit) azonban dioktaéderez. Az autigén kloritkristályokat éles körvonaluk különbözteti meg a törmelékes eredetűektől.

Igen gyakoriak a természetben a *kevert rétegű* vagy *közberétegzett agyagásványok*. Ezek 2, 3 és 4 rétegű alapelemei a kristálytani *c*-tengely szerint szabályosan vagy kevésbé szabályosan váltakoznak egymással (pl. *illit/montmorillonit*, *klorit/vermikulit*, *klorit/szmektit* stb.). Bennük tehát duzzadó és nem-duzzadó rétegek ismétlődnek. A szabályos ismétlődésű szerkezeteket

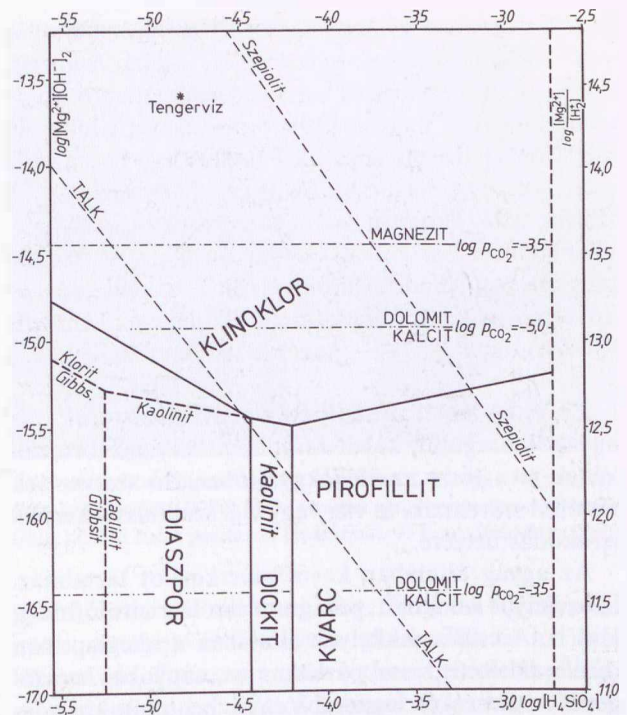
önálló ásványnévvel illetik. Például a paragonit és montmorillonit szabályos váltakozását *rectorit*nak (= *allevardit*), a kloritét és montmorillonitét *corrensit*nek nevezik. A kevert rétegű agyagásványok — termodinamikai instabilitásuk ellenére — gyakoriak. Összetételük azonban a betemetődés fokozódásával egyre inkább a nem-duzzadó alkotórész felé tolódik el.

Az agyagásványok különböző oldatrendszerekben fennálló stabilitási feltételeiről a 22.8—22.10 ábrák tájékoztatnak.

Az agyagok számos kolloidtulajdonsága — a képlékenység, gyúrhatóság, duzzadás, zsugorodás és ionsere-képesség — az agyagásványok szerkezetével és igen kicsiny szemcseméretével függ össze.

**22.3112 A kvarc törmelékes szemcséinek mérete** agyagokban általában megközelíti az agyagásványokét. Az agyagok átlagos kvarctartalmát SHAW—WEAVER (1965) 20—36,8%-ra becsüli. Az Észak-Pacifikum iszapjainak kvarctartalma azonban a terrigén anyag kis mennyisége miatt csak 8—24% (22.11 ábra). MÜLLER—STOFFERS (1974) a Fekete-tengerbe szállított kvarc mennyiségét a kőzetliszt-tartományban 31—34%-nyinak, az agyag-tartományban 27%-nyinak találta. A kvarc eredetének megállapítása a kicsiny szemcseméret miatt közvetlenül nem lehetséges.

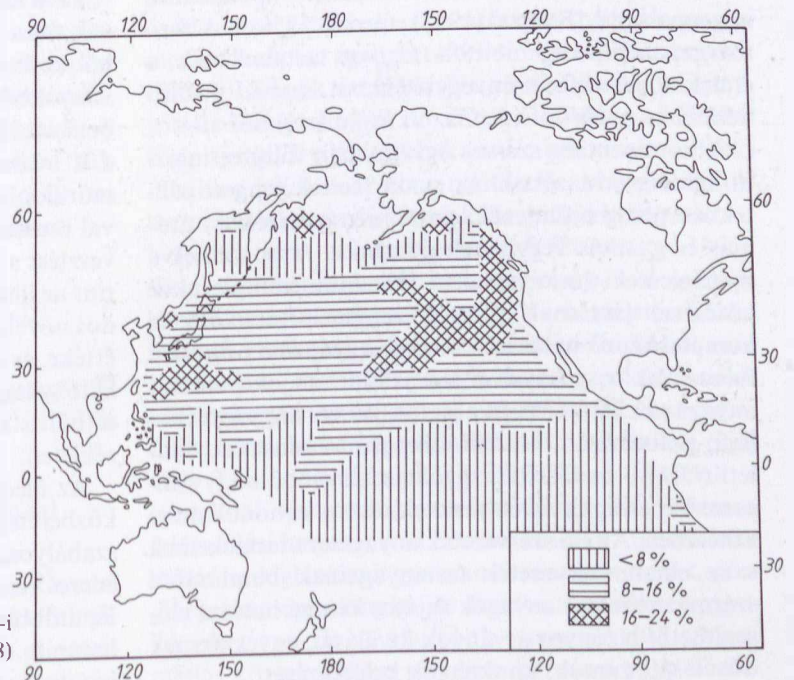
**22.3113 A földpát mennyisége** GROUT (1925) szerint a 0,001 mm alatti szemcsetartományban 7,3%, a 0,005—0,050 mm méretű szemcsék között 12%. Átlagértékként YAALON (1962) 8%-ot, SHAW—WEA-



22.10 ábra. Ásványok stabilitási viszonyai a  $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  rendszerben 25 °C-on, LIPPMANN (1981) szerint, ha az  $Al_2O_3$  immobilis

Jelmagyarázat a 22.8 ábránál. A pont-vonal jelzés a karbonát-ásványok egyensúlyi határait jelöli a  $CO_2$  különböző parciális nyomása esetén.

VER (1965) pedig — 0,0 és 30% szélső értékek mellett — 4,5%-ot ad meg. A számított és a valóságos értékek közötti különbség azonban IMBRIE—POLDERVAART (1959) szerint a becslési módszerek és a minták külön-



22.11 ábra. A kvarc elterjedése a Csendes-óceán É-i medencéjének üledékeiben REX—GOLDBERG (1958) szerint

bőzsége miatt  $\pm 5\%$ -ot is kitehet. Jelentősen befolyásolja a földpát-mennyiséget a mállás fajtája. A humid övezetbeli kontinentális agyagkőzetek átlagos földpáttartalma ui. YAALON (1962) szerint 4%, a hideg és mérsékelt övbelieké 16%. A Fekete-tengerbe fluviálisan behordott agyagok MÜLLER—STOFFERS (1974) szerint 9% földpátot tartalmaznak. Átlagosnál nagyobb földpáttartalmuk elsősorban a piroklasztikumokhoz kapcsolódó bentonitoknak és arkózás agyagköveknek van. A földpát-szemcsék fajtáját azonban — a kis méret miatt — nehéz megállapítani.

**22.3114 Karbonátok és egyéb ásványok.** Az agyagok aragonit, kalcit és dolomit anyagú törmelékének java része az üledékgyűjtőben élő szervezetek vázából származik, és vízi vagy légi szállítással kerül a lerakódás helyére.

Az agyag általában kevés *muszkovit*ot tartalmaz. Szórványos a flogopit, paragonit és a szericit előfordulása is. A csillámpikkelyek általában a réteglapokon dúsulnak. Rétegzéssel párhuzamos, nagyobb, hatszögös biotitlemezek leginkább egyes bentonitokban találhatóak.

A *nehézásványok* közül a magnetit, ilmenit, amfibol, piroxén, cirkon, apatit, rutil, gránát, epidot, disztén, staurolit, turmalin, korund, pirit előfordulására lehet számítani. Az epidot, turmalin és gránát szemcsék többnyire idiomorfok.

**22.3115 Szerves anyagok és ősmaradványok.** GEHMAN (1962) az agyagok szervesanyag-tartalmát 2,1%-ra becsülte. Egyes esetekben azonban a szerves anyag mennyisége ennek többszöröse. Svájcban a triász korú „Grenzbitumenzone” posidonias agyagpalái pl. RIEBER (1975) szerint 55%, a kísérő márgapalák pedig 5—19%  $C_{org}$ -ot tartalmaznak, s ennek zöme alifás szénvegyületekből, szabad porfirinekből és porfirin/fém (Cu, V) komplexekből áll.

A kontinentális szerves agyagokban főleg cellulóz- és lignin-származékok, az euxin fáciesű tengeri pélitokban pedig bitumenek, paraffin-származékok, aromás és gyantás vegyületek dúsulnak. A porfirinek a nyomelemek dúsításában, a fémionok komplexekbe kötésével játszanak fontos szerepet. Redukáló és komplexképző hatásúak az üledékgyűjtőbe bemosott fulvosavak is, amelyek a szárazföldi talajok humuszanyagának 15—17%-át alkotják. A nagy molekulájú, polimerizált, kolloid állapotú huminsavak felületi (OH)<sup>-</sup> és COOH<sup>-</sup>-gyökeik, továbbá nagy ioncsere-képességük révén vesznek részt a kationok megkötésében. Az élő szervezetek anyagcsere-termékeinek s az elhalt szervezetek testanyagainak bomlásából származó szerves anyagok sajátos kémiai hatásai elősegíthetik bizonyos ásványok kiválását, egyes elemek dúsulását, gumók, konkréciók keletkezését.

A szervesen vázak folyamatos vagy szakaszos felhalmozódása jellegzetes pélitípusok kialakulását eredményezheti (globigerinás, radioláriás, diatomás, pteropodás iszap; kokkolitos sávokkal megosztott, bitumenes pélitok). Ritkaságképpen kitines és foszforos vázanyagok is fennmaradhatnak. Ritkák, vagy hiányzanak az ősmaradványok a szárazföldi agyagokban, a túlsós vizek pélitjeiben, a nagy mennyiségű vulkáni por gyors leülepedéséből származó bentonit- és agyagkő-rétegekben.

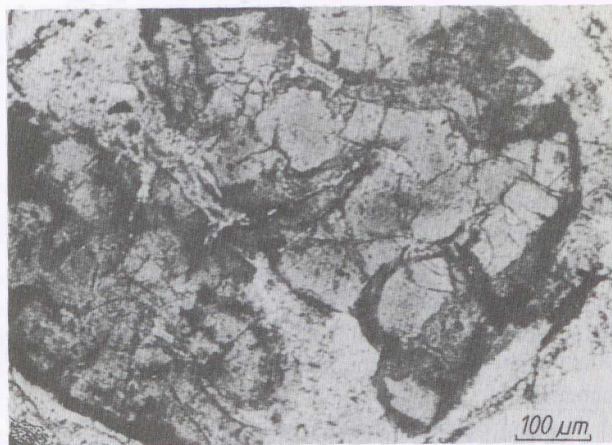
**22.312 A másodlagos (autigén) elegyrészek** közé az agyagok dia- és epigenezise során keletkezett sokféle ásvány tartozik. Ezek közül az instabilissá vált agyagásványoknak az új környezeti feltételekhez alkalmazkodó, fokozatos átrendeződése a legfontosabb. Karbonátnak és szulfátnak a pórusvízből való kicsapódása csökkenti, a szulfidkiválás ellenben növelheti annak O<sub>2</sub>-tartalmát. Az oldatok Mg-többlete elősegíti a dolomit és a glaukonit keletkezését; K-tartalmuk az illitbe és glaukonitba, Fe-tartalmuk a szulfidokba, Fe-dolomitba, glaukonitba, berthierinbe épülhet be. A szerves anyagok bomlásával felszabaduló CO<sub>2</sub>, N, H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>, HNO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>O a pórusoldat agresszivitását növeli. Az ioncserek következtében mobilizálódó Na, Cl és Ca kipréselődve akár a tenger-vízbe is visszajuthat. Az amorf kova, a gél állapotú szulfidok és vasoxi-hidroxidok átkristályosodnak; a karbonátok, foszfátok és egyéb anyagok gumókká, konkréciókká koncentrálnak, vagy olykor az agyag vízvesztése folytán kialakult seprétegek repedéseket töltik ki.

**22.3121 Illitesedés és kloritosodás.** A vízfenék frissen lerakódott üledékei főleg Mg-szmektitokból, kevés illitből, kloritból és kevert szerkezetű agyagásványokból álló ásványgyűtéseket tartalmaznak. A betemetődő üledék pórusvizében csökken a Mg<sup>2+</sup>, nő a K<sup>+</sup> koncentrációja. Ennek következtében a montmorillonit/illit rétegekből álló ásványok aggradációval rectorit/illitké fejlődnek; az ezzel kapcsolatos vízvesztést a K<sup>+</sup> beépülése egyenlíti ki. Tapasztalat szerint az illitké alakulást elsősorban a K<sup>+</sup>/Mg<sup>2+</sup> hányados növekedése idézi elő, de a K<sup>+</sup>/H<sup>+</sup> arány alacsony értéke, és a K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup> aránynak a K<sup>+</sup>/Mg<sup>2+</sup>-ét meghaladó volta is elősegíti. K<sup>+</sup>-bőség esetén azonban kaolinitből is keletkezhet illit 80—190 °C közötti hőmérsékleten.

Az üledékes környezetben gyakori, szabálytalanul közberétegzett klorit/montmorillonit 100—250 °C-on szabályosan, 1:1 arányban közberétegzett, trioktáéderes vermikulit-klorittá, vagyis corrensitté alakul át. Ez utóbbi a mély diagenézis övének az anchizóna felső határáig stabilis indexásványa. De csak a K<sup>+</sup>/Mg<sup>2+</sup> hányados kicsiny értéke esetén képződik, mert ez teszi

lehetővé, hogy az aggradációs folyamatban a vízkilépést  $Mg^{2+}$ -adszorpció ellensúlyozza.

Elsőként WEAVER (1967a) mutatta ki 70 000 észak-amerikai agyagkőzet röntgen-vizsgálatainak értékelése alapján, hogy azokban a földtani kor növekedésével párhuzamosan — a közberétegzett ásványok rovására — növekszik a jól rendezett illit és klorit mennyisége. Azóta azt a megállapítást, hogy az illit és a klorit az a két stabilis ásványcsoport, amellyel a többi agyagásvány a betemetődési mélység fokozódásával (tehát az idő múlásával) átalakul, nemcsak Észak-Amerikában, hanem a Pannóniai-medencében is messzemenően sikerült igazolni (ÁRKAI—VICZIÁN, 1975; VICZIÁN 1971, 1982, 1984a és b, 1985; I. az I. kötet 2.3221. fejezetrészét is).

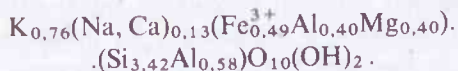


22.12 ábra. Foszfátgumóba zárt, repedezett, de még nem oxidálódott, közepes (25—27%) FeO-tartalmú glaukonitszemcske a Peru és Chile közötti határ parttávoli üledékéből. — Foto: BURNETT (1980)

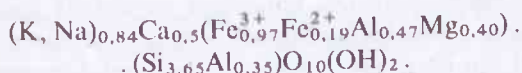
### 22.3122 A glaukonitképződés problémái. A

glaukonit elnevezést az 1830-as évektől kezdve alkalmazták jelenkori és fosszilis tengeri üledékek 0,5—2,0 mm átmérőjű, sima, fényes vagy hasadozott felületű, sötétzöld vagy szürkésfekete színű, tojásdad, pellet- vagy fűrészterű, ill. karéjos szemcséire (22.12 ábra). Csak 130 évvel később derült ki, hogy e szemcsék anyaga több agyagásvány keveréke. Annak az illittel rokon, nem expandáló, dioctaéderes hidrocillámnak az ásványtani fogalma tehát, amelyet a „glaukonit-szemcsék”-ben való gyakorisága alapján ugyancsak glaukonitnak neveztek el, nem fedti a morfológiai értelemben vett „glaukonit-szemcsé” fogalmát. A glaukonit kétféle értékeléséből származó zavarokat egyébként McRAE (1972) tekintette át.

A glaukonit-szemcsék ásványos összetétele még a rendszeren belülük ágyazott kalcit, kvarc és földpáttörődékektől eltekintve is igen változatos: bennük a fénymikroszkóppal is felismerhető, a füzöld és a sárgászöld közötti pleokroizmusú, anizotrop glaukoniton kívül szmektit, kaolinit, chamosit, klorit, vermikulit, ill. ezek kevert rétegű változatai is jelen lehetnek. A glaukonit-ásványnak az ioncserék miatt erősen változó összetételét WEAVER—POLLARD (1973) egy bajorországi átlagmintájának alábbi — számított — képletével szokás összevetni:



A bajor átlagmintától való eltérések nagyságát 32 glaukonitmintát STRUNZ—TENNYSON (1982) által is elfogadott átlagos összetétele mutatja:



Ezt a képletet az illitétől a K-nak Na-mal és Ca-mal való helyettesítése, az oktaéderréteg ószvas-tartalmának az Al rovására történt megnövekedése, a tetraéderréteg Al-tartalmának kisebb, Si-tartalmának na-

gyobb volta különbözteti meg. Azok az agyagásványok, amelyek összetétele a glaukonit és az illit között van, PORRENGA (1966) szerint törmelékes illit/montmorillonitból, túlsós lagúnák anoxikus vizében keletkeztek (I. az I. kötet 2.5. fejezetét is).

A glaukonit-szemcsék külső alakja és belső szerkezete egyaránt igen változatos. A tojás, lemez, korong, szemölcs és féreg alakú, karéjos, fűrész-, kitöltés- vagy öntvényterű szemcsék többnyire rendszertelenül elhelyezkedő pikkelyek halmazai. Sok szemcsének azonban irányított pikkelyekből álló kérge van, amely EHLMANN (1978) szerint valószínűleg a glaukonit-szemcsét korábban magába záró ősmaradványhéj oszlopos–rostos kalcitjának vagy aragonitjának a helyettesítése vagy a rendszertelenül elhelyezkedő eredeti pikkelyek átkristályosodása útján keletkezett.

A recens glaukonit-szemcsék igen gyakran tengeri meszes iszapba ágyazott foraminifera-héjak belsejét töltik ki. Színük a tejfehértől a zöldesfeketékig terjed. A sötétebbek (és Fe-ben dúsabbak) többsége a héjaktól függetlenül, a világosabbak (és Fe-ben szegényebbek) inkább a héjak belsejében találhatók. Más glaukonit-szemcsék alakja viszont fekális pelletékből való — helyettesítéses — keletkezésre vall (PORRENGA 1966). Ezzel szemben a kaliforniai Monterey-öböl arkózás homokba és aleuritba ágyazott, de biotitlemezekbe átmenő glaukonit-szemcséi törmelékes biotitból való keletkezést sejtetnek. A glaukonit-szemcsék tehát többnyire szerves anyaghoz kapcsolódnak, de a detritogén törmelékben is megtalálhatók. A Mexikói-öböl vagy Trinidad selfjén pl. a homokokban dúsulnak, a pélitekből viszont hiányoznak. Glaukonit okozza a feláramlási helyek „zöld homok és iszap” üledékének színét is. A glaukonit gyakran ásványszemcséket, görgetegeket, vas–mangán- és foszforit-gumókat vagy -kérgeseket von be. A glaukonit-szemcsék zöld színe a mállás következtében sárgásra, barnásra vagy vörös-

re, anyaga pedig kaolinit és goethit keverékévé módosulhat.

Bár a glaukonit-szemcsék keletkezésmódja még ma is vitatott, tengeri eredetükkel minden kutató egyetért, s a Boden-tó iszapjában levő glaukonitot is a terciér korú tengeri molasszból áthalmozottnak tartják. Ezzel szemben glaukonit-*ásványt* (szeladonitot) olyan, hidrotermálisan bontott vulkanitokból is kimutattak, ahol az más ásványokat helyettesítve, vagy rétegzett lerakódásként jelenik meg. Fekális-pelletes, öntvény-szerű vagy karéjos glaukonit-szemcsék azonban EHLMANN (1978) szerint nem-tengeri környezetben nem képződnek.

A glaukonit-szemcsék biológiai közreműködéssel való keletkezésének gondolata azok ősmaradványokkal való kapcsolatának és fekális pelletekhez hasonló alakjának a gyakoriságán alapszik. A glaukonit-ásvány  $Fe^{3+}$ -ban való gazdagsága  $O_2$ -tartalmú közegben, a glaukonit-szemcséket befogadó üledék gyakran — bár korántsem mindig — csöndes vízre utaló, finom szemcsézete és szűk pórhálózata viszont enyhén redukáló közegben való képződésre utal. Reduktív környezetet jelent az elhalt állatok héjának belseje és a bentonikus állatok bélcsatornája is. Ezért sok kutató a glaukonit-szemcséket a szerves bomlás és kiválasztás termékének véli. Ez a „fekális” glaukonitszemcsék alakjával is összehangzó elképzelés egyúttal azok K-tartalmának és a prekambriumból való hiányzásának a magyarázatát kétségkívül megkönnyítené. Az agyag-ásványhalmazokból fokozatosan kifejlődő és korai diagenetikus átalakulási terméknek tűnő glaukonit-szemcsékre azonban ez a származtatási forma közvetlenül már nem alkalmazható (GALLICHER 1935, 1939). Az utóbbiak képződési helye leginkább a jól szellőzőtől tengervízről csak nagyon vékony oxidációs üledékréteggel elválasztott, redukciós fenéküledék tetején jelölhető ki. Az oxidációs és redukciós öv határának a vízmozgás, szerves anyagok felhalmozódása, iszapfaló szervezetek működése révén bekövetkező elmozdulása ui. valóban alkalmas a glaukonit-képződés általában pozitív, bár ingadozó Eh-feltételeinek biztosítására. De ez az anorganikus képződési mód sem zárja ki annak lehetőségét, hogy a glaukonit-szemcsék többsége az iszapfalók bélcsatornáján áthaladva (és módosulva) vegye fel végső alakját.

A prekambriumból hiányzó, a fanerozoos üledékekben azonban gyakori, és regressziós vagy transzgressziós, sokszor foszforitos szintekhez kapcsolódó *fosszilis glaukonit-szemcsék* képződését általában a jelenkoriak mintájára képzelik el. Anyaguk puhasága folytán azonban a diagenezis során megnyomódva, könnyen megcsavarodnak, vagy az üledékszemcsék közti hézagokba préselődnek. A glaukonit gyakran karbonátos héjtöredékek, ritkábban földpátok anyagát szorítja ki. A glaukonit-szemcsék sokszor foszfá-

tos pelletekkel és pirittel hintett diszkordancia-felületekhez kötődnek. Homokkövek, agyagos és karbonátos üledékek, foszforitok, valamint türengites-goethites, partközeli vasoolitok gyakran idősebb kőzetekből áthalmozott kísérei.

Hazánkban a középhegységi alsó-triász, a cenomán korú glaukonitos márga, a dunántúli eocén mészkő és márga, az Eger környéki oligocén, az észak-magyarországi egri-eggenburgi „glaukonitos homokkő” s a bádeni homok tartalmaz sok glaukonit-szemcsét (BONDOR 1960). Kőzetalkotó mennyiségben halmozódtak fel azok az Aggteleki-hegység triász képződményeire transzgradáló Putnoki Slir vékony alapkonglomerátumát 2 m körüli vastagságban fedő, élénk vízmozgásról tanúskodó, méregzöld *glaukonitit*-ben (Alsószuha-1. és Serényfalva-2. sz. fúrás). A szarmata és pannóniai összletekben viszont nincs glaukonit.

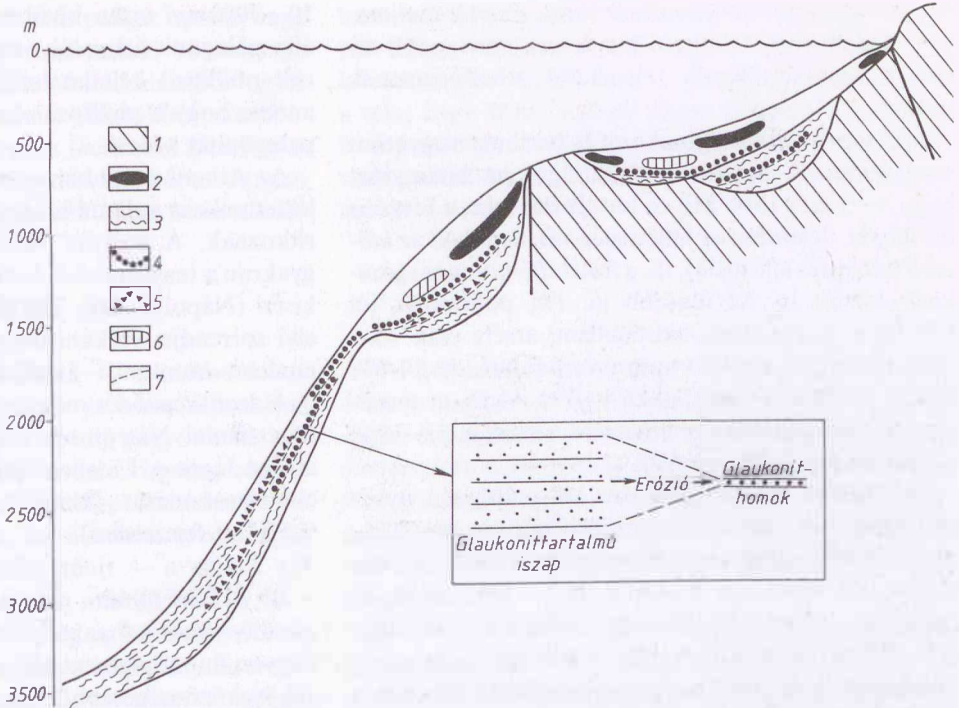
\*\*\*

Az 1872—76 közötti CHALLENGER-expedíció észlelései nyomán (in MURRAY—RENARD 1891) a glaukonit-*ásványt* mintegy 100 éven át a self és a kontinentális lejtő 5—700 m közötti szakaszára szorítózkodó, tehát zömmel sekélytengeri, diagenetikus képződménynek vélték. VAN ANDEL—POSTMA (1954) óta azonban valamennyi óceán 3500 m-ig terjedő mélységeinek homokos-kőzetlisztes, pozitív Eh-jú, 0,5—1,0%-nyi szerves anyagot tartalmazó, helyenként foszfátos, bi- és polimodális vagy gradált üledékében is találtak glaukonitot. Ez azonban összetétele és 0,5—70 millió év közötti kora alapján csak a szárazföldi vagy a tengerfenék idősebb üledékeiből áthalmozott lehet. Ennek az allotigén glaukonitnak a mélysége a mélység felé természetesen csökken (a mélytengeri fúrómagokban már csak 0—2%). ZANGALISZ—HARIN (1979) és LIPKINA (1980) az atlanti bazalthátságán, ill. a Japán-tenger vulkáni lejtőjének alján hidrotermális glaukonit-szeladonitot is kimutattak. LOGVINENKO (1982) a mai óceánok sekély- és mélyvízi üledékeiben talált glaukonit-szemcsék túlnyomó részét mégis *terrigén* vagy *allotigén* eredetűnek tartja. E gyakori típus társaságában azonban helyenként (jóval ritkábban) *autigén glaukonit* is megjelenik. Ez utóbbi szerinte —  $K^+$  és Fe-ionok felvételével — a pórúsvíz  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  és  $SiO_2$  kolloidjaiból vagy agyagásványok és más szilikátok átalakulásával képződik (22.13 és 22.14 ábra). Tehát vagy kovaszivaestűk, opálos és karbonátos vázrészek, koproilitok anyagának kiszorításával, rétegszilikátok (biotit, illit stb.) átrendeződésével jön létre, vagy neomorfi kiválással ősmaradványok üregét tölti ki, kvarc-szemcséket és foszforitgumókat von be. A selfeken 400—500 m mélyséig terrigén kőzetlisztes-agyagos homokokba és szervesanyag-tartalmú üledékekbe, a kontinentális lejtőn

22.13 ábra. A glaukonitos üledékek előfordulási lehetőségei a parti, sekély- és mélytengeri övezetekben. — Erősen túlmagasított vázlat LOGVINENKO (1982) nyomán

1. Glaukonittartalmú idősebb kőzetek.
2. Glaukonittartalmú idősebb kőzetekből képződött glaukonitos üledékek.
3. Autigén glaukonitot tartalmazó tengeri iszap.
4. Jelenkori glaukonittartalmú tengeri iszaptól képződött glaukonit.
5. Idősebb kőzetekből és jelenkori glaukonittartalmú tengeri iszaptól képződött glaukonit.
6. Osztályozott rétegességű, glaukonittartalmú üledékek.
7. Eróziós felület.

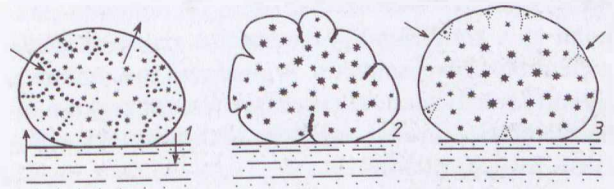
A nyíl hegyénél levő rajz azt érzékelteti, hogyan dúsulnak a tengeri iszap egyéb alkotóinak elmosódásakor hátrahagyott glaukonitszemcsék glaukonit-homokká.



(500 és 3500 m között) olyan terrigén és terrigén-diatomás üledékekbe ágyazódik, amelyek zérus körüli redoxpotenciálúak, és kevés  $H_2S$ , pirit, hidrotroilit, melnikovit és foszfát mellett 3—5% szerves anyagot tartalmaznak.

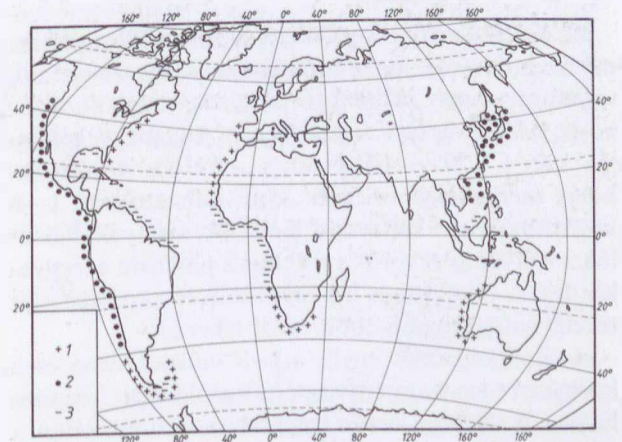
A glaukonit jelenkori képződése a kaolinitet, montmorillonitot és kevés illitet lerakó Niger deltájának előterében a berthierin képződési területének külső oldalához kapcsolódik (PORRENGA 1966). A berthierin —  $[Si_2Al_2O_{10}(OH)_2] \cdot (Fe^{2+} + Al_2) \cdot (OH)_6$  — 7 Å rács-távolságú, kétrétegű leptoklorit (l. az I. kötet, 2.5. és a 27.42/c. fejezetet). Színe sárgás, zöldes vagy barna. Apró ősmaradványhéjakat tölt ki, vagy ooidokat és pelleteket alkot. Előfordul azonban homokkővek és aleurolitok kötőanyagaként is. A Niger-delta előterében az apró, már ásványosodott kopolritoknak 55 m vízmélységig (tehát 20 °C-ig) — kevés goethit, sziderit, pirit és kvarc mellett — a barna berthierin a főásványa. Ezt azonban az 55 m alatti hűvösebb (15 °C körüli) vizekben fokozatosan glaukonit váltja fel. A kopolritok 180 m körül már kizárólag zöld glaukonitból állanak. A még mélyebbre besodródott és még 430 m mélységben is igen gyakori kopolritok azonban már sötét színűek. Ez a színváltozás PORRENGA (1966) szerint a redoxpotenciál és a rendelkezésre álló vasmennyiség csökkenésének a következménye. A berthierinben és a glaukonitban lekötődő vasat az üledék legfelső rétegében levő szerves anyag bomlása szabadítja ki az agyagásványokból és a kvarc-szemcsék vas-oxid-bevonataiból. NIKOLAEVA (1981) a berthierin és a glaukonit elterjedése alapján (22.15 ábra) úgy véli, hogy a glaukonitnak a folyótorkolatok környezetében

való képződését a negyedkori eljegesedés óta a sarkvidékeken lesüllyedő hideg víztömegeknek az egyenlítő



22.14 ábra. A pelletes glaukonit kialakulásának menete ODIN—LETTOLLE (1980) nyomán

1. Változatos ásványtani összetételű pellet ionokat ad le, és vesz fel környezetéből.
2. Az így glaukonitosodó szemcsék átkristályosodása miatt a pellet felszíne megrepedezik.
3. A glaukonitos pelletet új, de kevésbé jól kristályosodott glaukonit-generáció veszi körül. A pellet növekedését a betemetődés vagy a mállás megindulása állítja meg.



22.15 ábra. A glaukonit-berthierin (1), a glaukonit (2) és a berthierin (3) elterjedése a sarkvidékeken, NIKOLAEVA (1981) szerint

felé áramlása erősen visszaszorította. Ezért a mai ten-  
geri üledékekben található glaukonit legnagyobb ré-  
szét a harmadidőszaki rétegekből áthalmozottnak  
tartja.

A frissen keletkező glaukonit és berthierin egyaránt  
rendezetlen. A berthierin fiatalságát az bizonyítja,  
hogy 2—3-szor több Mg-ot tartalmaz, mint a fosszilis  
berthierin. Jelentékeny különbség van azonban az idő-  
sebb (terrigén—allotigén), ill. a fiatalabb (autigén) glau-  
konit között is. Az idősebb ui. 1M politípusú, jól  
kristályos dioktaéderes hidrocsillám, amely csak 10—  
20%-nyi közberétegzett montmorillonitot, de 5—6%  
K<sub>2</sub>O-t, 20—28% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-at és 4—7% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-at tartal-  
maz. Kemény, zöld vagy sötétzöld; sűrűsége 2,6—2,9;  
törésmutatója 1,600—1,670.

A fiatalabb, autigén glaukonit 1M politípusú, gyen-  
gén kristályos, dioktaéderes hidrocsillám. 20—70%-  
nyi közberétegzett montmorillonit mellett 2—4%  
K<sub>2</sub>O-t, 10—20%-nyi Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-at és 1—10% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-at  
tartalmaz. Lágy; világos- vagy szürkészöld; sűrűsége  
2,2—2,5; törésmutatója 1,570—1,600. Szemcséi pellet-  
szerűek és 1—2 mm vastagságú rétegekben dúsulnak.  
*A jelenkori glaukonit-szemcsékben tehát még a szemek-  
titek, az idősebbekben már a csillámszerű alkotók van-  
nak túlsúlyban.*

*A glaukonitrácsnak a K-tartalom növekedésével pá-  
rosuló rendeződése az idő függvénye. Jól rendezett glau-  
konit ui. a kambriumtól, rendezetlen glaukonit pedig  
a krétától kezdve ismeretes. A glaukonit és a montmo-  
rillonit szabálytalan váltakozását viszont csak az új-  
harmadkortól kezdve észlelték (FÖLDVÁRI M.—BA-  
LOGH KADOSA 1984).*

**22.3123 Mangános és foszfátos gumók** a je-  
lenkori óceánok iszapjában ma is képződnek, fosszili-  
san pedig számos, nem-argillit jellegű üledékben is  
előfordulnak. Ezért és gyakorlati fontosságuk miatt is,  
az üledékes mangán- és foszfát-dúsulásokkal a III.  
kötet 28. és 29. fejezeteiben külön foglalkozunk.

**22.3124 Zeolitok** jelenlétét a paleozoikum köze-  
pétől a holocénig minden földtani kor édes- és sóstavi,  
valamint tengeri péltjeiben megállapították (I. az I.  
kötet 2.3223. és 2.5. fejezeteit is). Átlagos összetéte-  
lük: (K<sub>2</sub>, Ca, Na<sub>2</sub>) · (Al<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>12</sub>) · 4,5 H<sub>2</sub>O. A vízmole-  
kulák mennyisége az egyes zeolitváltozatokban 1—6  
között mozog, s változik a K/Ca/Na arány is. Közü-  
lük a mélytengeri vörös agyagban a phillipsit a leggya-  
koribb. A phillipsit és a klinoptilolit mennyisége más  
recens iszapokban is több %-ot tehet ki.

A zeolitképződés egyik útja a vulkáni üveg és a  
környező édes- vagy sósvizek (pórusoldatok) kölcsön-  
hatása. A Csendes-óceán tengeralatti kitöréseinél pl. a  
forró bazaltos láva a hideg tengervízzel érintkezve  
szétporlik, és palagonittufaként halmozódik fel. A

10—30%-nyi vízen kívül nontronitból és goethitből  
álló palagonit átkristályosodása BONATTI (1963) sze-  
rint phillipsit keletkezését eredményezi. Ez az oka  
annak, hogy a phillipsit elterjedése a Pacifikumban a  
palagonitét követi.

Az Atlanti-óceánban a vulkáni üveg zeolitos bom-  
lástermékei a vulkáni központok szomszédságára szo-  
rítkoznak. A vulkáni tufák zeolitosodása azonban  
gyakran a tengerpartok és szigetívek felszíni kitöréseit  
kíséri (Nápolyi-öböl; Tokaji-hegység). Az átalakulás  
elvi sorrendje: vulkáni üveg—klinoptilolit—mordenit—  
analcim—laumontit—káliföldpát.

A zeolitképződés másik útja az alkáli sóstavak (pl.  
a tanzániai Nátron-tó) Na-ban gazdag üledékének  
erősen lúgos pH melletti bomlása, ami végül is anal-  
cim lerakódását [Na(AlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) · H<sub>2</sub>O] eredményezi  
(25.3311. fejezet rész).

**22.3125 Egyéb másodlagos ásványok.** E  
gömbös-vesés halmazok, hintett gumók, szemcsék és  
nagyon finom pigment alakjában fellépő anyagok kö-  
zül legközönségesebb a goethit (hidrogoethit). Ez a  
hematittal, hidrohematittal, lepidokrokittal együtt a  
mállási öv száraztér színi, laterites vagy bauxitos, terra  
rossz és tarkaagyagos péltjein kívül a mélytengeri  
„vörösgyag” színezésében is szerepet játszik.

Az agyagok sötétszürke vagy fekete színe a kollo-  
morf és kristályos vasszulfidoktól (hidrotroilit, melni-  
kovit, pirit, markazit) vagy esetleg szerves anyagtól  
származik.

Közepes Eh-viszonyok mellett képződő gumókat  
alkot a sziderit (FeCO<sub>3</sub>) és az ankerit [Ca(Mg, Fe,  
Mn) · (CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>]. A melaniterit (FeSO<sub>4</sub> · 7 H<sub>2</sub>O) szenes  
agyagokban, a jarosit [KFe<sub>3</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>] pirites-  
markazitos agyagokban alkot vasszulfid utáni kon-  
kréciókat. A barit gumókat és konkréciókat formál, a  
cölesztin apró égszínké kristályai repedések falát  
vonják be. Az alunit — K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> · 3 Al<sub>2</sub>SO<sub>6</sub> · 6 H<sub>2</sub>O —  
piritbomlás eredményeként lép fel.

A gipsz és az anhidrit a túlsós lagúnák péltés üle-  
dék sorában rétegeket alkot; szenes agyagokban látha-  
tó kristályaik és kristálycsomóik azonban a szulfidok  
bomlásával keletkeztek. Az üledék foszfáttartalma  
sokszor több cm átmérőjű, sima, gömbölyded konkré-  
ciókban koncentrálódik. Tőzeges mocsári agyagok  
repedéseiben, héjak és csontok üregeiben gyakoriak a  
sziderittel, berthierinnel társuló vivianit (Fe<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> ·  
3 H<sub>2</sub>O) levegőn megkékülő, fehéres csomói.

Másodlagosak az agyagközetek sajátalakú, autigén  
földpátkristályai (albit, anortit, ortoklász, mikroklin,  
anortoklász). A vörösgyagok titán-ásványainak (leu-  
koxén, rutil, anatáz, brookit) egy része másodlagosan  
is képződhet.

A karbonátos (kalcit, dolomit, sziderit, ankerit,  
magnezit anyagú) konkréciók és gumók mindig má-

sodlagosak. A bentonitok és más pélitek opállal vagy krisztobalittal cementezett részleteinek kötőanyaga vagy a kőzet kovaalga-vázainak feloldódásából vagy a kőzeten kívüli (pl. hidrotermás) oldatokból vált ki.

Igen változatos az evaporitos fácieseket kísérő sós-agyagok szemcseközi vagy repedést kitöltő, a könnyen oldódó kő- és kálisókon és szulfátokon át az alkáli-

karbonátokig terjedő másodlagos ásványtársasága (25. fejezet). Ezek közé sorolhatók azonban a párolgás következtében kialakuló só-, mész- és kovakérgeknek a talaj vagy kőzet legfelső részét cementáló ásványai is (ilyenek pl. a nátrit, gaylussit, borax, glauberit, chilei salétrom, trona,  $\text{SiO}_2$ , karbonátok és vasvegyületek).

## 22.32 VEGYI ÖSSZETÉTEL

Az agyagok  $\text{SiO}_2$ -tartalmának — a szabad kvarc minimális mennyisége miatt — az aleur(ol)itokénál kisebbnek,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalmának pedig nagyobbak kellene lennie. De mivel fő alkotórészeik mennyiségét a kiindulási kőzet(ek) alkata és a leülepedés helye (fáciese) is erősen befolyásolja, az elemzési eredmények alapján — azok erős szórása miatt — a pélitek két osztálya közötti különbség nem mindig éles. A 30—65% közötti  $\text{SiO}_2$ -tartalom főleg agyagásványokhoz, kisebbrészt törmelékszemcsékhez kötődik, alárendelten biogén eredetű. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalom általában <20%. A tengeri agyagok kiegyensúlyozottságával szemben e két fő alkotó mennyisége a reziduális pélitekben szélsőségesen változik (22.2 táblázat).

A tengeri agyagkőzetek 2/3-ában a CaO átlaga (2—3%) nagyobb a MgO-énál (1,8—2,5%). A CaO-tartalom nagyobb része kémiai eredetű, kisebb része a biodetrituszhoz, a mészkő- és dolomittörmelékhez, esetenként aragonit-hoz vagy a gipszhez kötődik. A Mg kloritból, montmorillonitból, csillámokból, karbonátos agyagoknál dolomitból, kőzetlisztes agyagoknál dolomittörmelék-ből ered. Mennyisége — a dolomitképződés miatt — csak a túlsós vizek agyagjaiban csökken.

Az agyagok és karbonátok keverékéből álló márgák sorozatában a tiszta mészkőig (ill. dolomitig) a mész- (ill. dolomit-) tartalom folyamatos növekedése tapasztalható (1. 22.1 ábra). Agyagról legfeljebb 20% karbonáttartalomig beszélhetünk, 20—40% között agyagmárga, 40—60% karbonát esetén márga, majd mészmárga, agyagos mészkő, mészkő az elnevezés. Mivel a karbonáttartalom növekedése akadályozza az illitesedést, a márgás kőzetek K-tartalma a korrallal nem növekszik olyan számottevően, mint az agyagoké.

A  $\text{CO}_2$  mennyisége az átlagos agyagokban 2,6—7%; a márgasor felé átvezető meszes agyagok karbonáttartalma 10—20%.

Az összes  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalom <10%. A vas elsősorban a kloritokhoz, glaukonit-hoz, szmektit-hoz kötődik, vagy goethit, pirit, markazit, sziderit, berthierin alakjában van jelen. Az oxidációs fokot jelző  $2\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  arány általában  $\leq 7$ , de glaciális agyagokban kevesebb (2,7), a bentonitokban 8,2; vörösayagban 20,5, az élénktarka agyagokban 50-et is elér.

A  $\text{K}_2\text{O}$  átlagos mennyisége — 2,2 és 3,9% szélső értékek mellett — 3,1%; a  $\text{Na}_2\text{O}$ -é — 0,6 és 2,0% szélső érték mellett — csak 1%. A K mennyisége az illittartalom diagenetikus növekedése következtében a földtani korrallal növekszik. Illiten kívül a hidrocillámokhoz és a kálföldpátokhoz kötődik. A Na-tartalmat elsősorban a földpátok és a montmorillonit szolgáltatták.

A  $\text{TiO}_2$ -tartalom az Al-tartalommal korrelál. Mennyisége >20%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalomnál >1%, az  $\text{Al}_2\text{O}_3$  csökkenésével még kevesebb. Átlagos mennyisége a mélytengeri „vörösayag”-ban csak 0,58%. A  $\text{TiO}_2$  kevésbé átalakult üledékben anatóz, az erősebben átalakultakban rutil formájában van jelen.

A MnO csekély (0,06—0,8%-nyi) mennyisége csak a mangándús agyagokban növekszik meg. Általában Mn-oxidokhoz, esetleg agyagásványokhoz (pl. Mn-lepidolithoz) kötődik.

Az  $\text{SO}_3$  0,01—0,7%-os átlaga a pangó vizű (euxin) medencék pirites agyagjában 2,9%-ig emelkedhet. Megnö a mennyisége a gipszes-anhidrites vagy a baritkonkréciós agyagokban is. — A foszfor inkább oxidatív környezetben dúsul. — A  $\text{C}_{\text{org}}$ , ill. a  $\text{P}_2\text{O}_5$  átlagos mennyisége 0,1—0,2%; a  $\text{C}_{\text{org}}$ -é azonban az euxin fáciesű agyagokban 15%-ot is elérhet.

Mivel a kémiai elemek egy része a nem-agyagásványi törmelékszemcsékhez kötődik, az argillitek vegyi összetételét a durvább szemcsék mennyisége és nagysága erősen befolyásolja. A kémiai alkotók elempárjainak hányadosa az üledékképződési környezettől függő ásványos összetétellel van kapcsolatban. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  hányados értéke az illites és kloritos mintáknál kicsiny, az átlagos agyagkőzeteknél 0,2—0,5, a tiszta

22.2. táblázat. A pélitek fő alkotórészei átlagos mennyiségeinek ingadozása

A képződmény fáciese	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$
	súly%		
Tengeri agyagok	51—59	15—19	5—8
Reziduális pélitek	9—66	21—69	0,3—20

kaolinitnál 0,8. Az  $\text{Fe}^{3+}$  és az  $\text{Al}^{3+}$  együttes dúsulása száraz évszakkal megszakított nedves-meleg klímát jelez. Az  $\text{Fe}^{2+}/\text{Mn}$  és a P/S arány az  $\text{O}_{\text{Fe}}$  értékkel együtt a leülepedés (és a diagenézis!) redox-viszonyait jellemzi. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  viszonzszám 10 alatti értéke a kémiai mállás csekélységére, 20 feletti értéke viszont erősen mállott kőzetekből való származásra utal. A K/Mg és a K/Na hányadosok értéke montmorillonit és klorit jelenlétében alacsony, illit-dúsulás esetén magas. Az előbbi eset gyengén lúgos kémhatás melletti erős kálium-kilúgzásra, viszonylag sekély betemetődésre utal. Az utóbbi mérsékelt savanyú kémhatást, illetve mélyebb betemetődést, tehát idősebb kort jelez.

A nyomelemek mennyisége általában a kimutathatóság határán mozog. Csak helyenként — főleg a szmektitek és a szerves anyagok felületén adszorbeá-

22.3. táblázat. A nyomelemek mennyiségének nagyságrendje átlagos agyagokban\*

0,01% 100 ppm		0,001% 10 ppm		0,0001% 1 ppm
Ba	B	Co	Li	U
Sr	Cl	Cr	Th	Mo
Zr	Rb	Cu		Be
V	RF	Ni		
	F	Pb		
	P	Zn		
		Ga		
		La		
		Sc		
		Y		

\* TÜREKIAN—WEDEPOHL (1961), valamint VINE—TOURTELOT (1970) adatai alapján.

lódva vagy azok szerkezetébe belépve — dúsulnak. Egyes nyomelemek környezetjelzők (CODY 1971). A B, a V, a Cr és a radioaktív elemek pl. a tengeri, mélyebbvízi környezetre jellemzőek. A Li mennyisége agyagásványokba és a glaukonitba beépülve 0,016%-ot is elérhet. Az Al-hoz Be és Ga, a K-hoz Rb és Cs, a Ca-hoz Sr és Ba, a Ti-hoz Zr és Hf társulhat. A Fe oxi-hidroxidjaiban a Co, Ni, Mn, Sn és Ba, a szulfidokban az As, Ni, Pb, Mn, Co, Cu, Zn, Se, a foszfátokban a Zn, Cd, In és Bi kötődik meg. A szerves anyagokban U, Th, Ag, Co, Ni, Cr, Mo, Cu, Ge, V, J, P dúsulhat. A fekete palás agyagok U-tartalma 0,005—0,01%-ot (50—100 ppm-et) is elérhet. Az agyagok fontosabb nyomelemeinek mennyiségi megoszlásáról a 22.3 táblázat tájékoztat.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M. (1975) összehasonlításai szerint a tengeri és nem-tengeri agyagos üledékek nyomelemei közül 19-nek a TÜREKIAN—WEDEPOHL (1961) által közölt gyakorisága haladja meg ugyanazoknak a magmás kőzetekre vonatkozóan VINOGRADOV (1962) által megállapított átlagértékeit. Közülük a B, Co, Cu, As, Sc, Mo, Hg és Pb dúsulási tényezője meghaladja a 4-et, a Ni-é és a La-é pedig megközelíti azt. A B, Co, Ni, Cu, Mo és Hg inkább a tengeri, a Se, Sn, Y pedig a nem-tengeri agyagokban dúsul. A szerves anyagban gazdag agyagokban az említett elemek dúsulási tényezője tovább növekszik; ezenkívül a Be, Bi, Ga, Ge és Sc relatív mennyisége is nő.

A B, Cr, V és Pb átlagoszlása üledékes kőzetekben VINOGRADOV (1962) szerint rendre 100, 100, 130 és 20 ppm. Egyes hazai agyagkőzetekben ezen elemek a VINOGRADOV-féle átlagok 2—3-szorosára dúsulnak. A pleisztocén agyagokban viszont Pb- és V-dúsulás nem volt megfigyelhető (RÓNAI 1972). A mecseki alsó-liász köszeneit kísérő agyagokban a Co, Cr, Mo, Ni, Zn és Sn mennyisége emelkedik a VINOGRADOV-féle üledékes átlagok (rendre: 20, 100, 2, 95, 80 és 10 ppm) fölé (CSALAGOVITS I.—VÍGHNÉ FEJES M. 1969). A Sr a mecseki alsó-pannonban és a Tardi Agyagban az átlag (450 ppm) 3—4-szeresét is eléri. A Ga dúsulása a liász agyagkövekben a 30 ppm-es átlag 4-szerese, a Csatkai Formációban pedig 2—3-szorososa.

## 22.33 AZ ARGILLITEK ÉS MÁRGÁK MAKROSKÓPOS TULAJDONSÁGAI

A színt elsősorban a szervesanyag-, a Fe- és a Mn-tartalom határozza meg. A színeloszlás alapján megkülönböztetett egyszínű és tarkafoltos agyagfajták mellett az uralkodó szín figyelembevételével felállítható csoportok: (1) fehér, világoszürke, halvány sárgásbarna; (2) zöld, kék; (3) vörösbarna, lila; (4) sötétszürke, fekete. A szín gyakran jellemző, de többnyire a diagenézis és főleg a felszíni mállás folyamán gyorsan megváltozó, nem állandó tulajdonság (22.16 ábra).

A keménység és a törés módja az agyag összetételétől, mésztartalmától, kohéziójától, megszilárdulási fokától és kötőanyagától függ. A gyengén kötött, sekély betemetődésű száraz agyagok kis keménységűek, kézzel morzsolhatók, törhetők, körömmel karcolatok.

Törésük egyenletlenül darabos, töréfelületeik földesek. A karbonáttartalom növekedésével általában keményebbé válnak. Az 50% körüli  $\text{CaCO}_3$ -tartalmú márgák már csak késsel faraghatók, szögletesen vagy kagylósan törnek, törési felületeik simák vagy csak kissé érdesek. Hasonlóan viselkednek a kovás és a vasdús agyagok is.

A mély betemetődés kiváltotta agyagásvány-átalakulások miatt tömör, kemény agyagkövek szögletesen-darabosan törnek. A márgák ebben a stádiumban már nem faraghatók.

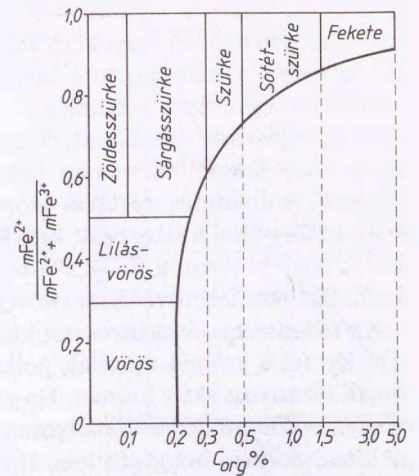
A palás agyag és különösen az agyagpala stádiumban a keménység tovább nő: a késsel karcolatóság és a paláság szerinti elválás lesz jellemzővé.

Az elválási formák az argillit rétegzettségére, ásványai-

nak irányítottsága szerint alakulnak (leveles, lemezes, vékony, ill. vastag rétegű). A rétegtelen agyagokat másodlagos, diagenetikus elváltozásai teszik kagylós, gumós, gömbhéjas vagy „szemcsés” szerkezetűeké (22.17 ábra; 22.3. tábla: 1—3).

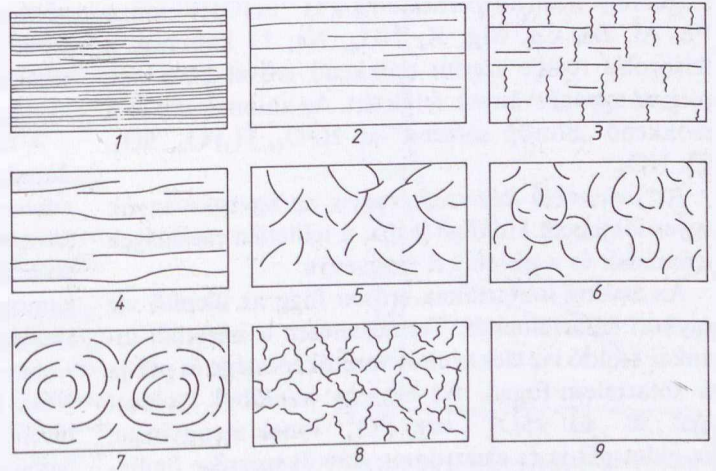
A tiszta agyagkőzetek (a kaolin és a bentonit) szemcséi szabad szemmel nem, vagy csak elvétve figyelhetők meg; anyaguk, sima, selymes tapintású, gyakran zsírfényű. Az agyagkőzetek legtöbbje kőzetlisztes, és ezért fénytelen vagy tompa fényű. A finom kőzetlisztes agyagok szemre általában nem különíthetők el a tiszta agyagoktól; csak a porló törésfelületek jelzik a kőzetliszt jelenlétét. A durva-kőzetlisztes agyagokat poruk érdes tapintásán kívül csillám- és kvarc szemcséik kézi nagyító alatti becsillanása jelzi. A homokszemcsék viszont már szabad szemmel is felismerhetők.

A vöröstarka és foltos kontinentális argillitek nem, vagy csak ritkán tartalmaznak szárazföldi csigákat, gyökérmomokat, limonitosodott növénymaradványokat. Ősmeradványok többnyire a szürke színű és



22.16 ábra. Az agyagkőzetek színének alakulása a szervesanyag-tartalom és az  $Fe^{2+}$  molfrakció függvényében, POTTER—MAYNARD—PRYOR (1980) nyomán

$m$  = az 1 g-nyi kőzetben levő vas molnyi mennyisége.



22.17 ábra. Az agyagkőzetek leggyakoribb elválási formái JÁMBOR (1970) szerint

1. Leveles. — 2. Lemezes. — 3. Lemezes-poliédércs. — 4. Lemezes-kagylós. — 5. Kagylós. — 6. Gumós. — 7. Gömbhéjas. — 8. „Szemcsés”. — 9. Tömeges.

1—4. Réteges. — 5—9. Rétegtelen.

rétegzett argillitekben található; a kagylós törésű és gumós szerkezetű agyagoknak csak 5—10%-a tartalmaz ősmaradványt, a szemcsés és földes törésűek zöme ősmaradványmentes. Az ősmaradványtartalom a különböző bioglifák mellett az egysejtűektől a gerin-

csekig sokféle, különböző megtartású — gyakran csak lenyomat, kőbél vagy pszeuromorfóza alakjában jelentkező — állatmaradványt, valamint palinomorfáktól szár- és levéllenymatokig terjedő növénymaradványt ölelhet fel.

## 22.34 AZ AGYAGOK KOLLOID SAJÁTSÁGAI

A kolloid jelleg a főásványok kicsiny, 1—500 nm közötti szemcseméretéből és felépítéséből következik. Az agyagok képlékenyséjük, duzzadóképeségük, tixotrópiájuk, kationcserélő és ionadszorpcióra való képességük alapján is különböznek az aleuritok java részétől. Ez utóbbiaknak csak kis hányada mutat hasonló sajátságokat, agyagtartalmának mennyiségétől

függően. Az agyagásványok reverzibilis kolloidok, amelyek korlátlanul ismétlődve mehetnek át gélből szol állapotba és fordítva. Vízrel érintkezve ezek az ásványok kolloid-diszperz rendszerekké alakulnak, amelyeket a részecskék rendkívül nagy felülete jellemz (1. kötet, 2.3221. fejezet rész). A részecskék (micellák) magból és a víz ionjai alkotta szolvátburokból

állanak (I. kötet, 2.17 ábra). A vizet a szmektitiek képesek legerősebben magukhoz kötni; a vermikulit és illit kevésbé, a nem-duzzadó agyagásványok (pl. a kaolinit) a legkevesbé hidrofílek.

Az agyagásvány duzzadását, ill. zsugorodását a rácscsíkok közé belépő, ill. onnan távozó vízmolekulák okozzák. A duzzadás mértékét azonban a vízben levő és az ásvány által adszorbeált kationok is befolyásolják. A  $\text{Na}^+$  11%-os, a  $\text{K}^+$  8,5%-os, a  $\text{Ca}^{2+}$  2,5%-os duzzadást tesz lehetővé (STEFANOVITS 1981).

Az *ionadszorpció* elektrosztatikus vonzóerő hatására lép fel a kolloid micellák poláris felületén vagy annak bizonyos, aktív helyein. Ha a rácscsíkok pozitív és negatív töltésű helyei szabályosan követik egymást, az ionadszorpció homogén lesz. Ha a különböző töltésű helyek eloszlása egyenetlen, heterogén ionadszorpcióról beszélünk. Az adszorpciót a micellák polaritása és az ionokra gyakorolt diszperziós hatása is befolyásolja. Savas pH esetén anionok, lúgos pH-nál kationok kötődnek meg eltérő gyakorisággal és kötési erővel; ezt a töltések, a helyettesítő-képesség, a vegyérték, az oldhatóság és más tényezők is befolyásolják. Legkönnyebben adszorbeálódik a  $\text{H}^+$  és  $(\text{OH})^-$  ion; a Fe, Al, Ba, Ca, Mg, K,  $\text{NH}_4$ , Na, Li kationok a felsorolás rendje szerint csökkenő erővel kötődnek meg az agyagásványok felületén. Az anionoknak ez a csökkenő „liotrop sorrend”-je:  $\text{HPO}_4$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4$ ,  $\text{SO}_4$ , Cl,  $\text{NO}_3$ .

Az *ioncserélő képesség*, vagyis az agyagásványok egyes ionjainak kioldhatósága, a telítetlen rácshelyek számának és a pH-nak a függvénye.

Az ásvány iontartalma erősen függ az ülepítő víz egykori sótartalmától. Természetesen a kőzetből ionokat kioldó víz elektromos vezetőképessége és pH-ja is sótartalom-függő. Az egy-egy mintából kioldott  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , vagy  $\text{PO}_4^{3-}$  ionok mennyisége, az oldat pH-ja és elektromos vezetőképessége önmagában mégsem határozza meg az eredeti sótartalmat.

Elegendő adatsor birtokában azonban a vezetőképesség és a pH-változás *tendenciájából* következtetni lehet az üledékgyűjtőben lejátszódott folyamatok irányára. E mérési adatoknak a Tengelic-2. sz. fúrás bádeni emeletének tetejétől a pannóniai összlet tetejéig észlelt folyamatos csökkenése pl. jó összhangban van az e korokból ismert kiédesedési tendenciával (HALMAI—JÁMBOR 1982). A közép-ső-eocén kőzetekből készült oldatokban viszont a transzgresszió előrehaladtával a pH és az elektromos vezetőképesség növekedését tapasztalták.

Az ioncsere folyamán az agyagásványok rétegrácsának szélén aktív gyökök képződnek. 5,5 pH fölött a SiOH gyökből történő proton-kilépés miatt negatív töltés alakul ki, s ezen kation kötődik meg. Az AlOH gyökök tetraéder-síkban kötött része 5—6 pH fölött protont ad le, s az így keletkezett negatív töltéshely kationt köt meg. Az oktaéder-síkban levő gyökök

viszont  $(\text{OH})^-$ -t adnak le, s pozitívvá vált töltéshelyeik aniont kötnek. (Az utóbbiak azonban erős lúgok hatására protonkilépéssel szintén kationcserélővé válhatnak.) De a szerkezeti helyettesítések révén (pl.  $\text{Al} \rightarrow \text{Mg}$ , Fe, ill.  $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$ ) is negatív töltésű pontok alakulhatnak ki, s az ásvány kationt vehet fel.

A kőzetekben végbemenő adszorpciós és cserefolyamatok a csekély porósvíz-tartalom következtében lassúak. A gyakran átnedvesedő talajokban azonban gyorsabbá válhatnak. A talajkolloidok átlagos kationcserélő képessége STEFANOVITS (1981) szerint me/100 g-okban:

Kaolinit	6—8 (szélső érték: 3—15)
Illit	30—40 (szélső érték: 20—50)
Montmorillonit	80—100 (szélső érték: 80—120)
Vermikulit	100—120 (szélső érték: 100—150)
Klorit	20—30 (szélső érték: 10—40)

Természetes körülmények között a kationcserét a szemcseközi oldatok ionkoncentrációja és az is erősen befolyásolja, hogy feleslegben van-e az oldat. Az ionkoncentráció mennyiségi és minőségi viszonyaitól függően a folyamatok különbözőképpen zajlanak le. Pl. a  $\text{Na}^+$  már híg oldat hatására is kicserélődik, a  $\text{Ca}^{2+}$  teljes mennyiségét viszont többnyire még a legtömnyebb oldatokkal sem lehet kicserélni.

A *szelektív adszorpció* ásványonként változó tulajdonság. A csillámok és a csillámszerű ásványok  $\text{K}^+$ -adszorpciója pl. meghaladja a számított értéket. Adszorpciós jelenség a víznek a rácscsíkok közé való belépése is. Az ezt rendszerint kísérő só-adszorpció és kemoszorpció miatt ez bonyolult, sokváltozós függvénnyel jellemezhető folyamattá válik.

Az *anionkötés* erősségének emelkedő sorrendje:  $\text{NO}_3$ , Cl,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{H}_2\text{PO}_4$ ,  $\text{HPO}_4$ . A csatlakozó kation révén sóadszorpció megy végbe. Az egyes anionok befogásának lehetőségét a kation minősége általában a só oldhatósága szerint módosítja. Könnyen bontható kötés esetén a sóadszorpció gyengébb, mint erős kötődéskor. Jó példa erre a  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  és a  $\text{CaSO}_4$  adszorpciója közötti különbség.

A Fe és az Al oxihidrátsai esetében gyakori anionfelvétel pH-függő. A vasnál ehhez 5,4—8,5 közötti pH, az Al-nél 4,9—9,8 pH szükséges. Agyagásványokban a — cserélhető — anionok az AlOH és az FeOH gyökön kötődhetnek meg.

A *kemoszorpció* jelenségét a vízben nehezen oldódó sók ionjai mutatják. Ezek ui. az adszorpciót meghaladó erővel kötődnek az agyagásványokhoz és egyéb kolloidokhoz. Jól példázza ezt a  $\text{PO}_4$ -gyöknek az agyagásványokhoz azok Ca-, ill. Al-, vagy Fe-ionjain át való kötődése.

Az agyag *tapadóképeségét*, adhézióját az elektromos kettős réteg töltésének nagysága és az adszorpciós réteg vastagsága befolyásolja.

A *kohézió* a kolloid felületek tapadó folyadékburkának felületi feszültsége révén keletkezik. Erőssége az utóbbival egyenesen, a részecskék sugarának növekedésével fordítva arányos.

A *képlékenység* az agyagok víztartó és vízleadó képességének következménye. A fölvett víz a rácssíkok széttolásával mobilissá teszi az ásványlemezeket. Azok nyomásra elsiklanak, s ezért a kőzet formálhatóvá, gyúrhatóvá, a víz mennyiségének növelésével pedig folyóssá válik. E reverzibilis folyamat másik végpontja a vízvesztéssel fokozatosan szilárduló, végül megkeményedő, tömör agyag(kőzet). A vízzel telítődés, a tapadóképesség, képlékenység, folyósodás, zsugorodás, összenyomhatóság az agyagok mérnökgeológiailag fontos tulajdonsága. Ezek leírására a következő *talajmechanikai jellemzőket* használják (VENDL 1951):

*Teltési határ* az a száraz anyag súlyszázalékában kifejezett vízmennyiség, amelyet az agyag magától beszívni képes.

*Tapadási határ* az a száraz anyag súlyszázalékában kifejezett víztartalom, amelynél az agyagnak a fémekhez (vashoz) való tapadása megszűnik.

*Képlékenységi határ* az itatóspapíron egy irányba sodort agyagszálak darabokra hullásánál — tehát az agyag megszilárdulásának kezdetén — mérhető és a száraz anyag súlyszázalékában kifejezett víztartalom.

*Folyási határ* az a száraz anyag súlyszázalékában kifejezett víztartalom, amelynél az agyag folyni kezd.

A *képlékenységi* (plasztikus) *index* a folyási és a képlékenységi határ különbsége. Értéke az agyag kohéziójával arányosan nő.

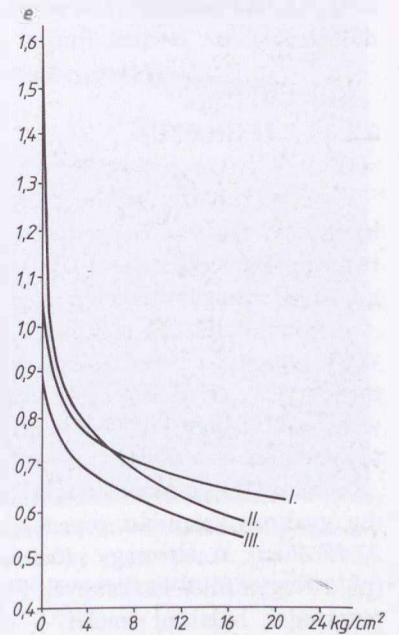
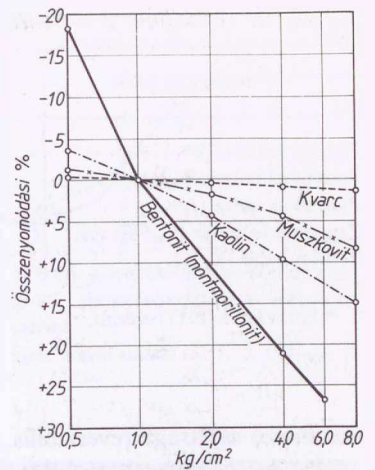
A *zsugorodási határ* az a száraz anyag súlyszázalékában kifejezett víztartalom, amelynél az agyag térfogata 105 °C-on való további szárítás után sem változik.

Az *összenyomhatóság* az agyag  $\text{kg/cm}^2$ -ben kifejezett megterhelésekor tapasztalt összenyomódásnak az I  $\text{kg/cm}^2$  megterhelésnél mért térfogatra mint nullpontra vonatkoztatott mérőszáma. Értéke a réteges szerkezetű agyagásványok mennyiségének a függvénye (22.18 ábra). Az összenyomhatóságot a terhelés és a hézagtenyező (22.34. fejezet) viszonyával érzékelteti a 22.19 ábra. Az agyagok képlékenységi és összenyomhatósági tartományának a plasztikus és a folyási határtól való függését a 22.20 ábra mutatja be. Egyes törmelékes üledéktípusok talajmechanikai jellemzőit a 22.4 táblázat szemlélteti.

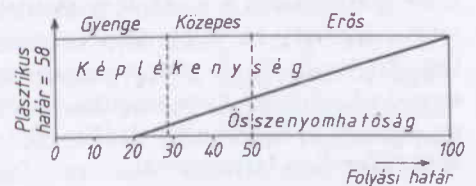
A sok kolloidot tartalmazó, erősen zsíros tapintású, nagyon képlékeny agyagot zsíros vagy kövér agyagnak, ennek ellenpárját sovány agyagnak nevezik.

A *tixotrópia* (I. kötet, 3.26. fejezet; 3.11 ábra) a mechanikai hatásra könnyen peptizálható péliték jellemző sajátysága. Ezek 3  $\mu\text{m}$ -nál kisebb szemcséi szuszpendálódás után sem ülepednek le; ezért a behatástól függően folyadékként, vagy szilárd anyagként viselkednek. Jó példája ennek a bentonitból és vízből készített fúróiszap, amely a fúrószerszám forgató hatására folyadékszerűen viselkedik, a mozgató erő megszűntével azonban megszilárdul. A folyamat korlátlanul ismételhető. Ez a szol-gél állapot megfordíthatóságán alapuló jelenség az igen finom szemcséjű, homo-

22.18 ábra. Kolloid szem nagyságú ásványok összenyomódása, VENDL (1951) szerint



22.19 ábra. Három péletes kőzetminta összenyomódása a terhelési nyomás és a hézagtenyező függvényében, VENDL (1951) szerint



22.20 ábra. Az agyagok képlékenysége és összenyomhatósága a plasztikus határ és a folyási határ függvényében, L'HERMINIER (1961) szerint

gén, duzzadóképes, főleg montmorillonitos agyagokban nyilvánul meg legerősebben.

Az agyagásvány-szemcsék tapadóképessége, hal-

Konzisztencia határ	Homok	Közetliszt	Homokos agyag	Agyag
Folyási határ ( $W_L$ %)	15—20	20—27	27—40	35—120
Plasztikus határ ( $W_p$ %)	nincs	17—20	20—25	20—40
Plasztikus index ( $I_p$ %)	nincs	3—7	7—15	15—80
Zsugorodási határ ( $w_{25}$ %)	12—15	13—17	18—22	8—18
Telítési határ ( $w_T$ %)	20	22	22—30	25—50

\* SZILVÁGYI (1977) szerint.

mazképző sajátsága reverzibilis, tehát előidézhető (koagulációs) és megszüntethető (diszperziós) tulajdonság. Üledéskor az előbbi, szemcseelemzéskor az utóbbi hatás érvényesül. A részecskék összetapadásának a talajban is igen fontos szerepe van, mert a

növények gyökereinek légzését a talajmorzsák képződése teszi lehetővé. Az agyagkolloidok üledéktani fontosságát mégis leginkább a felszíni és víz alatti tömegmozgások lefolyására és számos üledékszerkezeti forma kialakítására gyakorolt hatásuk emeli ki.

## 22.35 SZERKEZET

Az argillitek tömeges vagy réteges és lemezes megjelenésének, egyszerű és összetett rétegzettségének, bioturbációjának, üledékes deformációinak fő típusait már a 17. fejezetben bemutattuk (l. a 22.3. táblát is).

A kontinentális és az átmeneti övbe tartozó sekélyvízi agyagokat JÁMBOR (1970) szerint a rétegzetlenség mellett a kagylós és gumós elválás, a molluszkumvámrészek hiánya vagy alárendelt volta s a növényi törmelék és a gyökérnyomok gyakorisága jellemzi. „Szemcsés” (vagy poliéderez) szerkezetű válfajaik pedig gyakran száradási repedések nyomait őrzik (l. 22.17 ábra). Ártéri vagy időszakos-tavi agyagokban (pl. a Nagyalföldi Tarkaagyag Formációban — felsőpannoniai, balatoni emelet — diagenetikus eredetű

gömbhéjas agyagszemcsék, ooidok és pizoidok) is akadnak. A száradási repedések szélén felhajló agyaglemezeket az újabb elöntés agyagkavicsokként ágyazza be, rendszerint durvább üledékbe. Az agyagkolloidok szinerézise és az üledékben folyó anyagvándorlás szeptáriás gumók és — a leülepedési környezet jellegétől függően — különféle (agyagos, meszes, kovás, vas- és mangánoxidos, foszfátos, pirites, gipszes, anhidrites, baritos) konkréciók, szferolitok képződését indíthatja meg (17.321.—17.323. fejezetrész). Gyors koaguláció és szinerézis okozhatja a mélyebbvízi közetlisztes agyagok (pl. a miocén slír) kagylós elválását is. A ritka *cone-in-cone* szerkezetek a nyomási oldódás eredményei (14.16 és 14.17 ábra).

## 22.36 SZÖVET

Két hazai agyag KÖHN-pipetta elemzéssel készült szemcseösszetételét a 22.21 ábra szemlélteti. Az igen jól osztályozott, tiszta agyagok és agyagkőzetek ritkák. Több száz algyői pannon agyagminta vizsgálata szerint a különböző korú argillitek között a közetlisztes agyagok a leggyakoribbak (50—70% agyag, 20—40% közetliszt-tartalommal), 2—3 fokozatú (igen gyenge) TRASK-féle osztályozottsággal. A jól ( $S_o = 1,0—1,5$ ) és a rosszul osztályozott ( $S_o = 3—5—>5$ ) közetlisztes agyagok sokkal ritkábbak. A homokos-közetlisztes agyagok pedig ( $S_o = 5—8—>10$ ) kifejezetten osztályozatlanok.

Az agyagásványok alakja csak elektronmikroszkóp alatt ismerhető fel. A többi ásvány szemcséi többnyire szögletesek, szilánkosak, egy irányban kissé megnyúl-

tak. E szemcsék eloszlása szórt, lencsés, egyenletesen hintett, kaotikus vagy rétegszerű (22.22 ábra). Elég gyakran önálló réteglemezeket alkotnak. Mennyiségük az eloszlás módjától függően nullától 49%-ig terjed.

A tiszta és a vegyes törmelékes agyagok szemcséi adhéziós kötésben vannak. A kolloid kötésű agyagok általában vízzel diszpergálhatók; a mész- és dolomit-tartalom 3%-os HCl segítségével távolítható el. A kovás kötőanyagot a közet tömörsége, keménysége és a negatív sósav-próba valószínűsíti. A Fe- és Mn-ásványok színük alapján becsülhetők, de megbízhatóan csak laboratóriumi módszerekkel azonosíthatók.

Az ásványszemcsék mérete és elhelyezkedése alapján az argillitek és márgák részben makroszkóposan is

felismerhető szövet típusai a következők (CAROZZI 1960; MILLOT 1970; TÓTH 1974):

(a) *Pelitomorf* a tisztán agyagásványokból álló, homogén szövet.

(b) *Pelitomorf-mikroklasztos* a szövet, ha az agyagásványokból álló alapanyagba néhány  $\mu\text{m}$  átmérőjű kvarc- és csillámütök is ágyazódnak.

(c) *Törmelékes-pelitomorf* a szövet, ha az agyagos alapanyag viszonylag sok törmelékes kvarc-, karbonát- és csillámszemcsét tartalmaz. A szemcsék nagyságától függően aleuropelitomorf, ill. pszammopelitomorf altípust különböztethetünk meg.

(d) *Törmelékes* a szövet, ha az agyagos alapanyagba agyagos törmelékszemcsék ágyazódnak.

(e) *Ooidos-pizoidos* a szövet, ha a pelitomorf alapanyagban elszórt ooidok és pizoidok is láthatók.

(f) A *szemcsés szövet* a márgák egyik, a mikrites mészkőhöz hasonló, homogén szövet típusa.

(g) *Biopelitomorf* vagy *biomorf-szemcsés szövet*: pelitomorf vagy szemcsés alapanyag ősmaradványokkal (ilyen a foraminiferás vagy kokkolitos márga; 22.2. tábla: 3).

(h) *Biodetrituszos-pelitomorf* vagy *biodetrituszos-szemcsés szövet*: pelitomorf vagy szemcsés szövet sok vázelem-töredékkel (elsősorban márgákban).

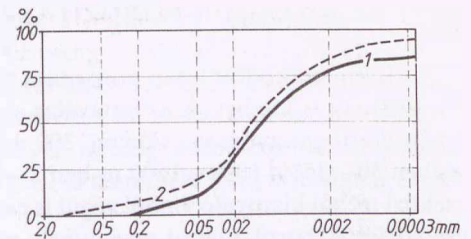
(i) *Pelletes szövet*: szemcsés, mikrites, mikropélites alapanyag csaknem egyenletes eloszlású, lekerekített agyagszemcsékkel.

(j) *Aggregátumos szövet*: pelitomorf alapanyag, szabálytalan körvonalú, különböző mértékben átkristályosodott foltokkal.

Az agyagok többsége az (a–c) szövet típusba tartozik.

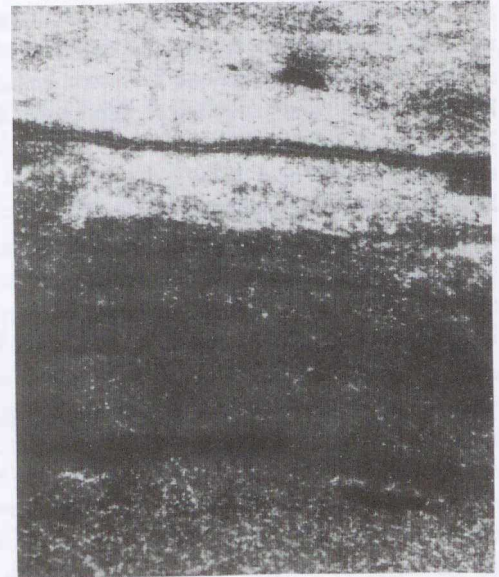
LAMBE (1958) szerint az agyagásványok TERZAGHI (1925) és GOLDSCHMIDT (1926) által föltételezett méhsejt- vagy kártyavárszerű elrendeződése (I. kötet, 2.18 ábra) csak tengeri agyagokban alakul ki; az édesvízi agyagok szövete jóval irányítottabb és tömöttebb. A recens tengeri agyagok azonban a rétegerhelés hatására ugyancsak irányított szövetűvé válnak. Ez pedig — más tényezők mellett — jelentősen hozzájárul a porozitás csökkenéséhez (22.3111. fejezetrész; MARTIN 1965; MEADE 1966). Az agyagásványok új irányokba való illeszkedése FLÜGEL—WELITZI (1968) szerint a korábban föltételezett, 35%-os porozitási határ túllépése után is folytatódik.

A „pelletes” agyagokat (GRIM—ALLEN 1938) jellemző, 0,1—0,3 mm (olykor több mm) nagyságú, kissé lekerekített agyagásvány-csomókat és -halmazokat néha szervesanyag-hártya különíti el az üledék alapanyagától. A burok nélküli csomók keletkezését áramlások hatásával magyarázzák; a burokkal ellátottak valószínűleg fekális eredetűek. A lemezes agyagok és márgák szövetét a törmelékszemcsék, héjak, héjtöredékek, növényi törmelék, olykor pirit- vagy



22.21 ábra. Mecsek környéki legalsó-pleisztocén „vörösagyagok” szemcseösszetétele ERDÉLYI (1961—62) szerint

1. Kölesd. Az óvoda melletti bevágás alja. — 2. Ugyanott, a bevágás teteje.



22.22 ábra. Irányított szövetű kőzetlisztes agyag fénymikroszkópi képe. — Algyó-451. sz. fúrás: 1680—1695 m. — Felső-pannóniai emelet. — Foto: TÓTH K. —KOVÁCS Á. — 10,4 ×

goethit-szemcsék közel párhuzamos (gyakran a diagenézis során kialakult) elrendeződése jellemzi (BANDEL—KNITTER 1983). A vulkáni tufák víz alatti bomlásával létrejött bentonitok gyakran tartalmazzák az eredeti kőzet szövetének reliktumait. A diagenetikus átkristályosodás eredményeként a finomszerű illites alapanyagban nagyobb méretű metakristályok („illit-csillámok”) jelennek meg (PETTJOHN 1975). A nagyobb mésztartalmú vagy elkovárosodott argillitek gyakran anélkül őrzik meg finomrétegeességüket, hogy könnyen hasíthatókká válnának.

## 22.37 AZ AGYAGOK POROZITÁSA ÉS PERMEABILITÁSA

A frissen lerakódott iszap porozitása és víztartalma 80—90%-ot is kitehet. A köztéttválás során azonban a hézagterefogat gyorsan csökken: 300 m körüli mélységben 30—35%, 1000—1500 m-ben 2—3%. A szemcseközi térből kiszoruló vízből végül is csak az a szemcse körüli vízburok marad meg, amely növeli a szemcsehalmazok érintkezési felületét, és elősegíti azok párhuzamossá rendeződését.

A felszín alatti mélység ( $D$ ) és a porozitás ( $P$ ) közötti összefüggés RUBEY (1931) szerint:

$$P = 100 C / B + C + D, \quad (22.1)$$

ahol  $B$  a kőzet eredeti vastagsága,  $C$  pedig egy, a kőzet minőségétől függő konstans. Az agyagos kőzeteknek a teljes térfogatszázalékában kifejezett hézagterefogata tág határok között mozog. A képlékeny agyagé pl. 26—43%, a nem-képlékeny 2—18%, a lágy palás agyagé 0,8—18%, a szilárd palás agyagé 0,4—6% lehet (SZÁDECZKY-KARDOSS 1952). Még kisebb szám e

kőzetek hézagtérfogata ( $e$ ) vagyis az  $n$  porozitási %-nak a tömör kőzet rész térfogatával alkotott hányadosa:

$$e = n / 100 - n. \quad (22.2)$$

A megszilárdult kőzet permeabilitása igen csekély ( $10^{-6}$ — $10^{-10}$  millidarcy). Ezért az agyagot és az agyagkőzeteket általában vízrekesztőként, a kőolajbányászatban csapdaképzőként könyvelik el. Tökéletesen vízzáró kőzet azonban a természetben nincs. Az agyagkőzetek áteresztőképessége részint szemcse nagyságuktól, részint szemcsék irányítottágától függ. Az irányítottágával (lemezességgel) párhuzamosan az áteresztőképesség nagyobb, mint arra merőlegesen. Az átkristályosodás viszont növeli az agyagásványok irányítottágát. Az áteresztőképességet az agyagásvány-tartalom mennyisége és minősége is befolyásolja. A homok áteresztőképessége pl. 5%-nál nagyobb montmorillonit-tartalom esetén az eredetinek 30-ad részére csökkenhet.

## 22.38 A PÉLITES ÉS KARBONÁTOS KEVERÉKKŐZETEK TULAJDONSÁGAI

22.5. táblázat. Néhány hazai márgatípus vegyi összetétele

Alkotórész	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	42,4	50,5	47,1	47,6	30,08	22,30	23,3
TiO <sub>2</sub>	0,7	0,7	0,5	0,5	0,82	—	nyom
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,8	9,7	7,5	7,1	8,80	10,50	7,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,9	9,4	6,4	5,9	6,35	1,12	4,0
FeO	3,3	0,18	0,76	0,39	2,21	0,62	—
MnO	0,09	0,17	1,3	0,03	0,05	0,03	—
CaO	10,60	10,90	11,30	16,70	20,82	30,50	39,1
MgO	3,60	3,60	1,70	1,00	4,09	0,40	2,4
K <sub>2</sub> O	1,9	1,2	0,7	0,9	2,24	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,7	0,2	0,1	0,4	0,58	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,50	0,30	0,20	0,16	—	—
Izz. v.	16,8	12,40	20,2	17,2	—	32,9	—
— H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	3,98	0,70	—
+ H <sub>2</sub> O	—	—	—	—	4,23	—	—
CO <sub>2</sub>	11,6	7,8	7,9	13,0	15,94	—	23,5
Össz. S	0,56	0,07	3,50	0,02	—	—	—
Összesen	102,55*	99,52*	101,36*	97,94*	100,35	99,07	100,0

\* CO<sub>2</sub> nélkül.

1. Sötétszürke agyagmárga. Sümeg-19. f.: 223,2—223,7 m. — 2. Agyagmárga. Lókút, liász alapszelvény. — 3. Radioláriás agyagmárga. Úrkút-III. akna. — 4. Agyagmárga. Bakonyszentkirály-62. f.: 169,3—175,5 m. — 5. Glaukonitis márga. Balinka-235 f.: 327,1—330,0 m. — 6. Márga. Szilágy-1. f.: 44,4—45,5 m. — 7. Budai márga (felső-coécén).

Elemzők: 1—4. Bauxitkutató Váll. Laboratóriuma. — 5. Emszt Mihály (MÁFI). — 6. OFK FV Komlói Laboratóriuma. — 7. MÁFI Kémiai Laboratóriuma.

E kőzetek tulajdonságai mész-, ill. dolomittartalmuktól függenek. A karbonáttartalom növekedésével csökken, majd megszűnik a képlékenység, a duzzadási, ill. zsugorodási képesség. A leveles-lemezes szerkezetet a vékonyréteges, réteges és tömeges szerkezet váltja fel (22.3. tábla: 4—5). A szövet a 22.36. fejezetben ismertetett (*f*)—(*j*) típusokon át egyre inkább a tiszta karbonátokéhoz közelít. A keménység, ridegség fokozódik. A meszes-márgás kőzetbe zárt agyagásványok általában megőrzik leülepedési, rendezetlen szerkezetüket. A karbonátkicsapódás ui. fékezi azok további dinamikus átalakulásának lehetőségét. A porózitás jellege és mértéke megváltozik. Ennek következ-

tében csökken a pórusvizek mennyisége és változékonysága. Ez pedig gátolja az ásványok átrendeződéséhez szükséges ioncserét. Ezért az azonos helyzetű és korú agyagos kőzet, ill. márga összehasonlításakor az agyag ásványai mindig rendezettebb szerkezetűek, mint a márgái, és szemcséik irányítottasága is előrehaladottabb.

A karbonát döntő része kalcit, jóval kevesebb és ritkább az aragonit. Viszonylag gyakori a dolomit, ritka a sziderit, ankerit, rodokrozit beépülése.

Néhány hazai márgatípus vegyi összetételét a 22.5 táblázat szemlélteti.

## 22.4 A PÉLITEK LEÜLEPEDÉSE, KÖZETTÉVÁLÁSA, ANCHIMETAMORFÓZISA

A pélitek zömének a fizikai és kémiai-biókémiai mállás során keletkezett szilárd vagy kolloid alkotói hidraulikus szuszpenzióban történt szállítás után az ülepítő víz sótartalmától és sűrűségétől is befolyásoltan ülepednek le. A folyóvízi szuszpenzióból való leülepedés VANONI (1941) szerint a

$$cw = -\psi(\delta c/\delta y) \quad (22.3)$$

képlettel jellemezhető, ahol *c* a szuszpenzió koncentrációja (vagyis az egységnyi térfogatban lebegő részecskék száma), *w* azoknak a STOKES-féle képlettel (I. kötet, 3.411. fejezetrész) számítható süllyedési sebessége, *y* a mélység,  $\psi$  a lebegő részecskék szállítási együtthatója,  $\delta c/\delta y$  pedig a koncentráció grádiense.

MIGNIOT (1968) szerint, ha 2,5—2,6 sűrűségű gömböcskéket 20 °C-ú tiszta, nem áramló vízben üleptünk, akkor a *D* szemcseméret  $\mu\text{m}$ -ban mért értéke a  $\mu\text{m}/\text{s}$ -ban mért *w* süllyedési sebességgel a

$$D = w^{1/2} \quad (22.4)$$

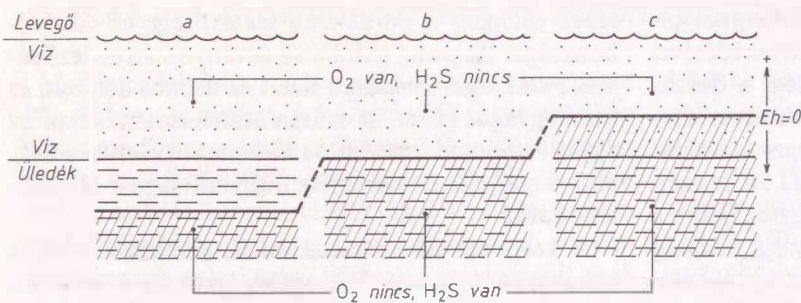
képlet szerinti viszonyban van. Egy 8  $\mu\text{m}$  átmérőjű gömböcskének tehát 64  $\mu\text{m}/\text{s}$  sebességgel kellene süllyednie. A *w* értéke a kőzetliszt és az agyag különálló szemcséire nézve valóban kicsiny. A lemezességük miatt eleinte lassan süllyedő agyagszemcsék azonban süllyedés közben összetapadnak. Ha szabályos gömböket alkotnának, akkor az 1 m-nyi süllyedéshez szükséges idő 60  $\mu\text{m}$  átmérő esetén 5 perc, 16  $\mu\text{m}$  átmérő esetén 2 óra, 0,5  $\mu\text{m}$  átmérőnél 3 hónap lenne. A szemcseaggregátumoknak a gömbalaktól való eltérései miatt azonban ezek az értékek megváltoznak. A korong vagy lemezke formájú ásványszemcsék (halmazok)

ülepedési sebessége ui. csak feleakkora, mint a gömb alakúaké. Még inkább gátolja a leülepedést az ülepítő közeg áramlása és örvénylése (I. kötet, 3.56 ábra; 5.42. fejezet).

A folyóvizek lebegő hordalékát a tengervíz elektrolitjai koagulálják. A koaguláció mértékét a szuszpenzió sűrűsége és a víz mozgása megnöveli. A koagulált, gyakran gömbszerű, 1,4—2,3 sűrűségű szemcsehalmazok ily módon 10—70  $\mu\text{m}$  nagyságot is elérhetnek. Egyesek szerint a kaolinit, mások szerint az illit koagulál gyorsabban. A montmorillonit és az illit/szmektit keverékszerkezetek koagulációja azonban mindkettőénél lassabb (POTTER—MAYNARD—PRYOR 1980; WHITEHOUSE *et al.* 1960; 22.6 ábra).

WHITEHOUSE *et al.* (1960) szerint 26 °C hőmérsékletű, 32,5‰ sótartalmú tengervízben az illit szemcseaggregátumai 15,8 m-t, a kaolinitéi 11,8 m-t, a montmorillonitéi pedig csak 1,3 m-t tesznek meg ülepedés közben 1 nap alatt. A lassabban süllyedő ásványok a medence belsejébe sodródhatnak, a gyorsan leülepedők viszont a part menti régiókban dúsulnak. Ilyen öves elrendeződést talált PORRENGA (1966) a Niger deltájában, SMOOT (1960) pedig az Illinois-medence üledékeiben.

A lerakódó anyag különbségeit azonban a lepusztulási terület kőzetei is befolyásolják. GIBBS (1967) szerint az Amazonas-medencében az agyagásványok szemcsemérete mellékfolyónként változik. A kaolinit közepes szemcsenagysága például általában 1  $\mu\text{m}$  körüli, egyes vízfolyásokban azonban 2—4  $\mu\text{m}$ -t, sőt 10  $\mu\text{m}$ -t is elér. A montmorillonit mérete 0,5—1  $\mu\text{m}$  között változik. Nagyobb szemcseaggregátumok kiala-



22.23 ábra. Az  $Eh=0$  érték lehetséges helyzetei: a) az üledékben belül, b) az üledék/víz határon, c) a víztesten belül. — Vázlat FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) nyomán

kulását — finomszemű bevonatok képzése útján — szerves anyag bőséges jelenléte és fémes kötések is gátolhatják.

Az iszapfaló szervezetek fekális pelletékkel járulnak hozzá az agyagásvány-halmazok kialakulásához. PRYOR (1975) szerint ezek a Gulf Coast (USA) mentén egy év alatt  $\text{km}^2$ -enként 12 millió tonna üledéket pelletesítenek.

Jelentékeny lehet a medencén belül az ásványszemcséknek a gravitációs üledékmozgások és zagyáramok (17. fejezet) általi továbbmozgatása. A már leülepedett iszap kohézióját a benne levő nedvesség csak bizonyos határig növeli; bőséges víztartalom azonban csökkenti. POTTER—MAYNARD—PRYOR (1980) szerint a lágy agyag és kőzetlisztes agyag folyósodásának kritikus sebessége

$$V_{kr} = T^{0,25}, \quad (22.5)$$

ahol  $T < 20 \text{ din/cm}^2$ . A medence mélyebb részeire áthalmazódó üledékben gyakori az agyag- és aleuritkavicsos agyag, ill. aleurit.

A tömörödés fokozódásával a péliték pórusvizének mennyisége csökken, koncentrációja nő, pH és Eh értékei megváltoznak. Az  $Eh=0$  vonal üledékképződés közben három alapvető helyzetet vehet föl (22.23 ábra: a—c):

(a) Ha az üledék felső részében húzódik, akkor a fölötte levő üledékrétegben és a vízben oxidáció megy végbe (mélytengeri vörösgyag; oligotróf tavi iszapok; I. kötet, 10.68. és 8.512. fejezetrészek).

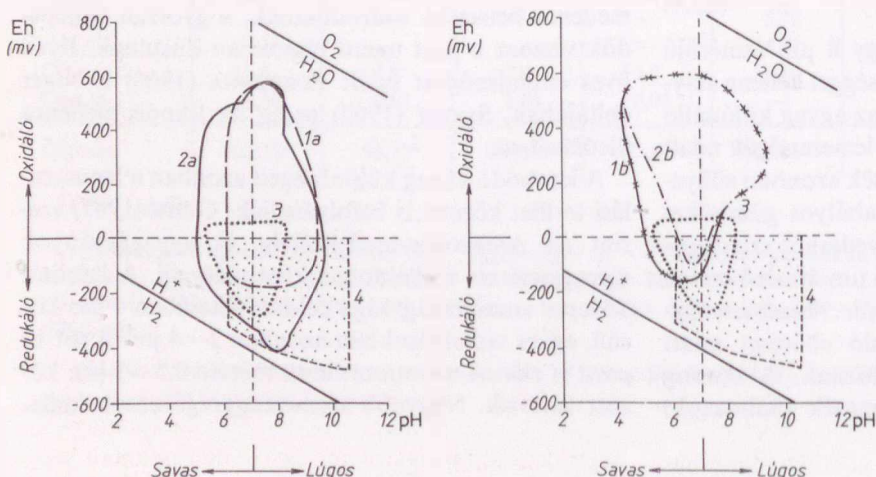
(b) Ha az üledék/víz határra esik, akkor csak az üledék fölötti vízréteg oxidálóképes (zöld iszapok; mezotróf és eutróf tavi iszapok).

(c) Ha a vízszlop alsó zónájában helyezkedik el, akkor euxin fációs üledékek képződnek (fekete-tengeri típusú és erősen eutróf tavi szapropélitik).

Az  $Eh=0$  vonal gyakori finom eltolódásai a szerves anyagban dús és szegény üledéksávok sűrű váltakozását eredményezhetik. A redoxpotenciál megváltozását az aerob és anaerob baktériumok életműködése idézi elő (I. kötet, 8.4. fejezet).

A tengeri és édesvízi redoxfolyamatok lerakódás és diagenézis közbeni változásait a 22.24 ábra diagramjai foglalják össze. Ezeket a tengervízben folyó halmirolízis, ill. az édesvízben végbemenő akvatolízis területét az 1a, ill. 1b vonal határoolja. A 2a mező a tengeri üledékek viszonyait öleli fel halmirolízis és sekély betemetődési diagenézis közben. A 2b mező az édesvízi üledékek viszonyainak az akvatolízis és sekély betemetődési diagenézis közbeni alakulását tükrözi. A 3. sz. vonal a vastag fedőrétegek alatti diagenézis mezejét veszi körül. A 4. sz. terület pedig a stabilis vasszulfid tartományát jelöli.

A halmirolízis a lerakódott ásványszemcsék lassú és soktényezős víz alatti átalakulása. Az agyagásványok

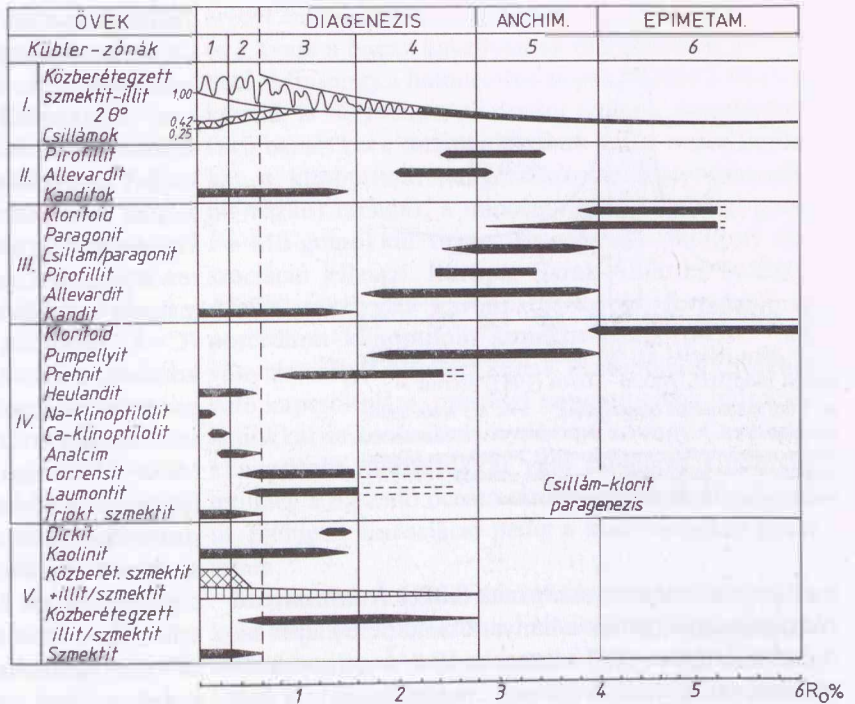


22.24 ábra. Tengervíz (balról) és édesvíz (jobbról), valamint üledékek pórusvizének Eh—pH jellemzői a leülepedés és a diagenézis különböző fázisaiban, BAAS-BECKING *et al.* (1960) nyomán

1a. Tengervíz és halmirolízis. — 1b. Édesvíz és akvatolízis. — 2a. Tengeri üledék vékony fedőréteg alatti halmirolízis és diagenézis. — 2b. Édesvízi üledék vékony fedőréteg alatti akvatolízis és diagenézis. — 3. Vastag fedő alatti üledék pórusvize és diagenézis. — 4. A vasszulfid stabilizációs mezejé.

22.25 ábra. Különböző üledékképződési és geokémiai környezetek diagenetikus és metamorf öveinek jellemző agyagásványai KÜBLER (1984) nyomán, egyszerűsítve, a vitrit-reflexió értékek feltüntetésével

I. Az általános fejlődési tendencia. — II. Szén üledékek. — III. Fekete palák, fedőpalák. — IV. Vulkáni törmelékes üledékek. — V. Közönséges agyagos törmelékes üledékek.



stabilitását főként az  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{H}^+$  ionoknak, az Al és Si ionjainak, valamint az Fe-, Mg- és Ca-ionoknak a koncentrációja módosíthatja (I. kötet, 2.5. fejezet).

A péliteken végbemenő diagenetikus változásokkal és azok szakaszaival az I. kötet 13. fejezetében részletesen foglalkoztunk. A péliteken még az ezeket lezáró anchimetamorfózis (anchi = közelében) elérése előtt a terhelési és a tektonikus nyomás hatására előbb palás agyaggá (palás aleulit), majd agyag-, ill. aleulitpalává alakulnak. A palás agyagot (aleulit) az ásványok főtengelyének a nyomásra merőleges helyzetbe fordulása, ezzel együtt a kőzet hasíthatóságának megnövekedése jellemzi. Az agyag- (ill. aleulit-) palában ezen felül az ásványok nyomásárnyékba „menekülésének” nyomait mutató, teljes szöveti átrendeződés kezdődik; ez a fillitek és csillámpalák kialakulásában éri el tetőfokát (22.4. tábla). A hőmérséklet emelkedésével egyre inkább a klorit és a 2M típusú illit, pontosabban ennek kristályosodottabb módosulata, a szericit válik stabilissá; a paragonitból és a fengitből muszkovit képződik.

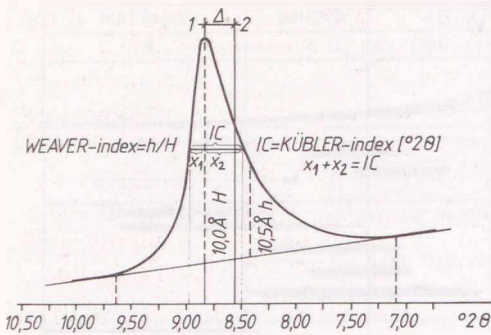
Az anchizóna hőmérsékleti határát WINKLER (1967)  $220 \pm 20^\circ\text{C}$ -nál vonja meg. Ez  $30^\circ\text{C}/\text{km}$  geotermikus gradiens mellett 7–8 km-es betemetődést jelent. Tektonikai és magmás folyamatok, nagyobb hőfluxus azonban ezt a mélységet jelentősen csökkenthetik. A pala állapotba került péliteken az anchi/epizóna határának átlépését szemre elég nehéz megállapítani. A kőzet általában akkor tekinthető metamorfnak, ha jellegzetesen üledékes és diagenetikus agyagásványo-

kat (glaukonitot, szmektitet, illitet, kaolinitet) már nem tartalmaz, ha a törmelékszövetet anyagvándorlással kialakult fillites szövet váltja fel (22.4. tábla: 4), s a víztartalom csökkenését a sűrűség emelkedése kíséri (SCHÜLLER 1961; WINKLER 1967).

Ezzel szemben az agyag- és aleulitpala még törmelék-szövetű, benne ösmaradványok is előfordulnak; illit-klorit-kvarcból — vulkanogén kőzetben heulandit-klinoptilolit- vagy analcim-kvarcból — álló ásványtársulásai még a mély diagenézis övére utalnak. A zeolit-fácies laumontit-albit-kvarc és prehnit-kvarc társulású kőzetei, valamint a klorit-kvarc-albit-csillámtartalmú zöldpalák azonban már egyértelműen metamorfok. Az egyes öveknek az alapkőzettől is függő ásványgyűjtéseit a 22.25 ábra mutatja be.

A diagenézis és a metamorfózis fokozatainak számszerű jellemzése a szénhidrogén-képződés szempontjából is rendkívül fontos (III. kötet, 31.2223. fejezet-rész). Az e célból kidolgozott legmegbízhatóbb módszerek a zeolitok átalakulását (I. kötet, 12.2. és 2.3223. fejezet-rész), az illit kristályossági fokának növekedését és a szervesanyag-tartalomnak a vitritreflexióban kifejeződő változásait mérik (III. kötet, 31.1143. fejezet-rész). E különféle anyagok átalakulási érzékenységeinek eltérései miatt azonban az ezek alapján megállapított zónahatárok hőmérséklete és mélysége eltér egymástól.

A diagenézis és anchimetamorfózis tartományának az illit kristályossági fokán alapuló mérőszámait WEAVER (1960) a röntgen-felvételi görbék  $10,5 \text{ \AA}$ -höz tar-



22.26 ábra. Vázlat az illit-csúcs élességének kétféle mérési módjáról, ÁRKAI—TÓTH (1983) szerint

$H$  = a  $10,0 \text{ \AA}$ -höz tartozó csúcsmagasság. —  $h$  = a  $10,5 \text{ \AA}$ -höz tartozó görbemagasság. —  $x_1, x_2 = IC$ , a görbe mezejének  $H/2$  magasságban, mm-ben vagy (a vízszintes vonalra levetítve)  $2\theta$  értékekben kifejezett szélessége. —  $l$  = a görbe csúcsa. —  $2$  = a csúcs centroidja. —  $l-2 = \Delta$ , a csúcs és a centroid  $2\theta$ -ban kifejezett távolsága.

tozó pontja  $h$  talpmagasságának és  $10,0 \text{ \AA}$ -höz tartozó  $H$  csúcsmagasságának a hányadosával ( $h/H$ ) fejezi ki. A KÜBLER-index ( $IC$ ) viszont a  $10,0 \text{ \AA}$ -nél mérhető csúcsmagasság feléhez tartozó csúcshélesség mm-ben megadott értékével ( $x_1 + x_2$ ) jellemzi a kristályosság fokát. Mivel a használt  $\text{CuK}_\alpha$  monokromatikus röntgensugárzás esetében egy adott rácstávolságról meghatározott,  $2\theta$  fokokban mért goniométer-elfor-

dulás esetén kapunk reflexiót, a félmagasság mm-értékei az abszcisszára levetítve a  $2\theta$  értékek különbségével helyettesíthetők. A rendezett állapotú („jó-kristályos”) szerkezetek hegyes csúcsú görbéinek félmagasságban mért szélessége mindkét kifejezőmód szerint kicsiny lesz. A szerkezet rendezetlenségével arányosan a csúcs szélesedik, és mind a mm-ben, mind a  $2\theta$ -ok különbségében megadott értékek nőnek. Mivel az illit rendezettsége a mélységgel növekszik, az  $IC$ -értékek a mélység felé csökkennek. A diagenezis alsó határát az  $IC = 8,5$  mm érték jelzi, a  $8,5$ — $6,5$  mm közötti értékek kezdődő, a  $6,5$ — $6,1$  mm közöttiek igen gyöngé-gyöngé metamorfózist jeleznek. Az epimetamorfózis övét az  $5$  mm-es érték határolja (I. kötet, 12.2. fejezet). Mivel a  $2\theta$ -ban kifejezett  $IC$ -érték kevésbé függ a felvételi körülményektől, inkább ezt használják. Eszerint a diagenezis alsó határa az  $IC = 0,32$ , a gyöngé anchimetamorfózisé  $0,26$ , az epizóna felső határa pedig  $0,23$   $2\theta$ -nál van. — Az illit-szerkezet nyílt bazális reflexiója részaránytalanságának számszerű kifejezésére más paramétereket is bevezettek. Ezek egyike a  $\Delta$ , vagyis a csúcs maximuma és a csúcs centroidja közötti,  $2\theta$ -ban kifejezett távolság, a másik az  $A = x_1/x_2$ , ahol  $x_1 + x_2 = IC$ , vagyis a KÜBLER-index  $2\theta$ -ban kifejezve (22.26 ábra; lásd még ÁRKAI—TÓTH, 1983).

## 22.5 A PÉLITEK ELTERJEDÉSE

A pélitek a földfelszín leggyakoribb kőzetei. Menyiségüket az ismert üledékes kőzetek  $50$ — $80\%$ -ára becsülik.

Vízi aleur(ol)itok minden földtani formációban és csaknem minden fáciesben található. Olykor tekintélyes vastagságú rétegeket alkotnak, de többnyire más üledékekkel váltakoznak. Tó- és tengermedencéken belül általában a partmenti homokos és a medencebeljeji agyagos lerakódások közötti, gyöngébb vízmozgású térségben gyakoriak. A tisztán törmelékes üledékképződés legfinomabb végtermékeit képviselik:

(a) az olyan arid—szemiarid vagy hideg éghajlatú lehordási területek környezetében, ahol a kémiai mállás és talajképződés kis mértékű, vagy

(b) ahol a rövid szállítási utakhoz csatlakozó medencében az agyag leülepedését állandó gyöngé áramlás (pl. egy folyó átfolyása) akadályozza meg.

FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) a németországi Rotliegend és Buntsandstein — korábban agyagnak vélt — vörös színű aleuritjainak keletkezését leginkább a feltételek teljesüléséhez köti. Hasonló viszonyokat té-

lelhetünk fel a Mecsek hegység középső-perm korú Bodai Aleurit Formációjának keletkezésekor is.

Az üledékes agyagásványképződés kémiai folyamatainak — a nagyon száraz és nagyon hideg, valamint a meredek domborzatú területek kivételével — leginkább a felszíni mállási szelvények kedveznek. A helyben maradt vagy csak közelre áthalmozott, fosszilis vagy szubfosszilis mállási termékek jellemző példája a terra rossa, a laterit és az üledékes kaolintelep. A kontinensek vízi környezetei közül a lápok, mocsarak, a sivatagi és félsivatagi sóstavak, a krátertavak és az utóvulkáni hévizes tavak a kémiai agyagásványképződés fő színterei. Tengeri körülmények között pedig a túlsós vizű öblökben, valamint a terrigén anyagban szegény, karbonátos üledékképződésű tengerrészekben megy végbe leginkább a mechanikai áthalmozódásból eredő agyagásványok neomorfizmusa. Az agyagásványok óceánfenéki elterjedése azonban arra utal, hogy a folyóvízi, eolikus és/vagy glaciális szállítású agyagrészecskék zöme abban a formában kerül a vízfenékre, amelyet a származási terület közettani felépítése és az azon folyó mállás jellege kialakított (I.

kötet, 2.16; 22.4 és 22.5 ábra). Klasztikus agyagásványokra elsősorban a selfeken és a szigetíveket övező mélytengeri árkokban lehet számítani. Eloszlásukat azonban szemcsenagyságukon és flokkulációs képességükön kívül a tengeráramlások is erősen befolyásolják. Az óceánfenéki bazaltoidokat közvetlenül fedő iszapokban az aljzatuk palagonitos mállásából származó szmektitek uralkodnak. Ezek nagy területeken tapasztalható kémiai és ásványtani egyhangúságát a bazaltoidok és a tengervíz homogenitása okozza (KOSOVSKAYA 1984).

Mind a szárazföldi, mind a tenger alatti mállásból és hidrotermális működésből származó elsődleges agyagásványok további átalakulása már diagenetikus folyamat. Korai diagenetikusak pl. azok a 0,05–0,4 µm hosszúságú és 0,02–0,1 µm szélességű montmorillonit-, ill. Al-Fe-beidellit-lécek, amelyek STEINBERG—HOLZAPFEL—RAUTUREAU (1987) szerint az Atlantikum albai emeletbeli fekete palájának 0,4–2 µm-ös elsődleges szmektit-, ill. illit-szemcséit körülveszik.

Az óceáni bazalt alacsony hőmérsékletű agyagos mállástermékeit a K, Li, Rb, Cs és más litofil elemek dúsulása, valamint a  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  és  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  arány növekedése mellett a Ca-tartalom erős csökkenése jellemzi. Jellemző kísérő ásványuk a 8%, ill. 12–15%  $\text{K}_2\text{O}$ -tartalmat is elérő phillipsit, ill. káliföldpát. Diszperz káliföldpát-szemcsék a pelágikus agyagok 2–20 nm-es frakciójának 60%-át is kitehetik. KOSOVSKAYA (1984) szerint ezek jelenlétét nem lehet — mint korábban tették — minden további nélkül a kontinentális

eredet bizonyítékának tekinteni, hiszen a káliföldpát és a kvarc a bazalt ásványainak mállásából is levezethető. Minthogy a halmirolízis előrehaladása a földtani kornak is függvénye, az óceáni iszapok összetétele a fekvő bazalt kora szerint alakul. A kréta–eocén korúakat a klinoptilolit–paligorszkit–szmektit–(porcellanit–tűzkő) társulás, a miocén–recens korúakat pedig Fe–Mn-gumókkal vegyes Fe-szmektit–phillipsit asszociáció jellemzi. Európa, Észak-Amerika és ÉNy-Afrika sekélyvízi karbonátos–kovás formációinak porcellanit–klinoptilolit–szmektit–paligorszkit ásványtársaságát egyrészt annak kvarchomokkövekhez való kapcsolódása, másrészt szmektitjeinek hidrocillámokkal és kaolinnal, továbbá Ca- vagy Ca–K-dús klinoptilolit-változatokkal való társulása különbözteti meg a hasonló óceáni társulásoktól. A Fe-szmektit–phillipsit asszociáció pedig a kontinenseken ismertelen.

KOSOVSKAYA (1984) szerint (1) a kontinensekről, a kovavázú szervezetektől, a halmirolízisből és hidrotermákból származó szabad kova, (2) az autigén földpátok és K–Na-zeolitok, (3) a nagy K- és Mg–Fe-tartalmú Fe-szmektitek s a K-mentes Mg-szmektitek az óceáni iszapok „embrionális gránit-jellegű” ásványai közé tartoznak. A lemeztektonikai szubdukció következtében erősen megnövekedő hőmérsékleten ui. az opál és a krisztobalit kvarccá, a szanidinek és a K–Na-zeolitok ortoklásszá és savanyú plagioklászokká, a K-tartalmú szmektitek és a szeladonit di- és trioktaéderek csillámokká alakulhatnak. *A savanyú kristályos*

#### 22.6. táblázat.

A) A mai tengeri üledékek hagyományos csoportjainak megoszlása

Sekélytengeri képződmények	7,5%
Hemipelágikus kék iszap	0,5%
Zöld iszap	10,0%
Vörös iszap, mésziszap	2,5%
Mélytengeri barna agyag	36,0%
Globigerinás iszap	34,5%
Diatomás iszap	7,5%
Radioláriás agyag	1,5%

B) A mai mélytengeri üledékek területi elterjedése ( $10^6 \text{ km}^2$ ) és %-os megoszlása másfajta csoportosításban\*

Üledék	Atlanti-		Csendes-		Indiai-	
	óceán					
Meszes iszap ( $\text{CaCO}_3 > 10\%$ )	39,9	54,6%	61,8	36,8%	39,0	58,0%
Kovás iszap	6,0	8,2	13,6	8,1	14,0	20,8
Kovás agyag	1,5	2,1	14,9	8,8	2,3	3,4
Vörös agyag	15,5	21,2	71,5	42,5	8,3	12,4
Glaciális iszap	6,4	8,8	4,2	2,5	2,3	3,4
Turbidites iszap	3,7	5,1	2,1	1,3	1,3	2,0
Összesen	73,0	100,0%	168,1	100,0%	67,2	100,0%

\* BERGER (1978) szerint.

*kőzetek e jellemző ásványainak megjelenése pedig a kéreglemezek kollíziója alkalmával végbemenő „kontinentalizáció” folyamatát segíti elő.*

A kontinenseken betemetődő agyagásványok legfontosabb átalakulási folyamata a szmektitektől az illit felé vezet. Néhány — a recens üledékekből nem ismert — agyagásvány (a jól rendezett glaukonit, a corrensit, a toszudit, dickit) pedig csak diagenetikusan keletkezik.

A mai tengeri üledékek túlnyomó részét kitevő iszapok (22.6 táblázat) agyagásványainak 26—55%-át illitek, 15—53%-át szmektitek, 8—20%-át pedig kanditok alkotják. Ezek java része törmelékes eredetű, kisebb része neomorfy agyagfázis. RAJEV *et al.* (1966) és LISZICÜN—GORBUNOVA (1981) szerint (22.4 és 22.5 ábra) az Atlantikum és a Pacifikum É-i sávjában az agyagtartalom 60—80%-a illitből áll. Ezt a tényt az illitnek a szomszédos kontinensek talajaiból való bemosódása magyarázza. A kaolinit az egyenlítői övben a leggyakoribb, innen É-ra és D-re jóval ritkább. Ebben a trópusi talajok kaolinit-gazdagsága tükröződik. A trópusi folyók torkolatánál a laterites mállás másik termékével, a gibbsittel (= hidrargillit) társul. A klorit a hűvösebb égtájakhoz kötődik, de mennyisége főleg Észak-Amerikától K-re, valamint az antarktikus vizek mélyén emelkedik 20% fölé (I. kötet, 2.16 ábra).

A kontinentális mállástermékek és az óceáni agyaglerakódások közötti korreláció természetesen nem tökéletes. Már a szárazföldön megzavarhatja a talajbéli agyagásványok klímfüggő eloszlását a hidrotermális agyagképződés. Jelentékeny mennyiségű agyagásvány keletkezik továbbá vizalatti vulkáni működés következtében. Ezzel függhet össze pl. a szmektiteknek az Atlanti- és a Csendes-óceán D-i medencéjében tapasztalt gyakorisága. A Fe-tartalmú szmektiteknek a Csendes-óceánban phillipsittel való társulását is a vulkáni anyagok halmirolízise magyarázza. A kontinentális és vulkanogén hatások eredőjeként fogható fel a kevert szerkezetű agyagásványoknak a közép-atlanti hátságon tapasztalt gyakorisága (BISCAYE 1965). Az Indiai-óceán ausztráliai részének kaolinit-gazdagságát e kontinens miocén korú laterites talajainak bemosódása okozhatja. Az egyirányú szélrendszerek és tengeráramlások származási helyüktől nagy távolságra szállíthatnak agyagrészecskéket.

Az agyagásványoknak különböző korú magyarországi üledékekben való elterjedését VICZIÁN (1987) tekintette át. Eszerint a mecseki és a DK-alföldi perm-alsó-triászta diagenetikus 1M illit, a dunántúli felsőperm-alsó-triász homokkő-formációkat pedig illit + kaolinit együttes jellemzi. A dunántúli alsó- és középső-triász sekélytengeri összleteiben a részben törmelékes (2M), részben aggradációs (1Md) illit uralkodik.

Túlsós környezetben azonban a klorit/szmektit kevert szerkezet is megjelenik. A felső-triászbéli Veszprémi Márga Formáció poliminerális agyagásvány-társaságában a szmektit és az illit a két legfontosabb komponens. Kaolinit és részben illit jellemzi a középhegységi felső-triász karbonátos platform-üledékeit, s a Villányi- és a Mecsek hegység ezekkel egykorú terrigen képződményeit. A dunántúli jurán belül a kaolinit szerepét előbb az illit, a dogger közepétől pedig a szmektit veszi át. Nagy szmektittartalmú az úrkúti liász Mn-ércet kísérő agyag is. Ez az alsó-krétában is folytatódó szmektit-gazdagság távoli tengeralatti bázis vulkanizmussal lehet kapcsolatban. Ugyanerre utal a Vértessomlyói Aleurit klorit + szmektit társulása is. Az ajkai turon-szenon szárazföldi és édesvízi képződményeit (Csehbányai Formáció és Ajkai Kőszén Formáció) szmektites, kaolinit/szmektites, valamint kaolinites, ezek tengeri fedőjét (Jákói Márga Formáció) szmektit + illit társulások jellemzik. A középső- és felső-kréta szárazföldi és partközeli fáciesekben egy szmektitekben és egy kaolinitben gazdag mállási kéreg maradványai különíthetők el. Az előbbi típus meleg-száraz, az utóbbi meleg-nedves éghajlatot jelezhet.

A mecseki alsó-kréta alkáli bazalt kitöréseit nontrofit-szaponit összetételű Na-szmektit kíséri; ez részint tiszta klorittal társul, részint klorittal kevert szerkezetűt alkot.

A harmadidőszaki száraztér-színi agyagoknak a rendezetlen kaolinit a fő alkotórésze; ezt gyakran halloysit, néha kevés gibbsit és átöröklött illit kíséri. A terciér számos folyóvízi, tavi, sekélytengeri durvatörmelékes formációjában a kaolinit a fő agyagásvány; más formációi inkább illit-, klorit-, szmektit- és illit/szmektit-tartalmúak. A tengeri képződményekben a szmektit/illit kevert szerkezet dúsul, de jól kristályos illit és klorit társaságában. A vulkáni területek hidrotermális és halmirolitos agyagásványai között a szmektit a leggyakoribb. A medencék vulkanogén üledékanyagát a Na-szmektit + illit + kaolinit társaság jellemzi. Savanyú piroklasztikumokban ezenkívül biotit, biotit/klorit, klinoptilolit-mordenit típusú zeolitok, CT-opál, savanyú plagioklász és vulkáni üveg szerepelhet.

A neogén süllyedésekben az illit/szmektit kevert szerkezet diagenetikus átalakulása az 1,2—3,5 km-es mélység-, ill. 60—140 °C-ú hőmérsékletközben, de fűrásonként, ill. részmedencénként eltolódott intervallumokban ment végbe. A vulkanogén üledékekben és piroklasztikumokban az illit/szmektit szerkezetek szmektit-hányadának csökkenése mellett a corrensitnek, a zeolitok közül az analcimnak, majd a laumontitnak a megjelenése jelzi a diagenézis előrehaladott voltát.

## 22.6 A PÉLITEK GENETIKAI CSOPORTJAI

A földfelszíni mállás finomszemű termékei vagy keletkezésük helyén maradnak, vagy messzebb szállítódva ülepednek le. Eszerint megkülönböztethető — de

átmenetekkel összekötött — fő csoportjaik: (1) reziduális pélitek, (2) allochton pélitek.

### 22.6.1 A REZIDUÁLIS PÉLITEK

Ezek anyaguk és kifejlődésük szerint a következőképpen osztályozhatók:

a) Egyes nagy kaolinitelepek meleg–nedves klímájú, dús növénytakaróval fedett, lapos területeken, hosszan tartó és mélyre ható szárazföldi mállás eredményeként alakulnak ki. Keletkezésüket a szilikátásványoknak a  $\text{CO}_2$ -ben és humuszsavakban gazdag talajvíz hatására bekövetkező hidrolízise, az alkáliáknak és alkáli földfémeknek a bőséges átöblítés miatti kilúgzódása idézi elő. Az urali és ukrainai gránitokat és kristályospalákat fedő — helyenként 60 m vastagságot is elérő — kaolinitelepek pl. a felső-triász vagy az alsó-júrá folyamán jöttek létre. A Karlovy Vary-i (karlsbadi) gránitokon fekvők pedig a paleogénben keletkeztek. RUCHIN (1958) és STARKE (1961) szerint ezek a mállási takarók a kiindulási kőzettől függetlenül, alulról fölfelé a következőképpen tagolhatók:

(3) Felső mállási öv kaolinnal.

(2) Közbülső mállási öv sok újonnan képződött illittel, kevés öröklött muszkovittal.

(1) Csak helyenként murvásodott, üde anyagkőzet.

Noha a kaolinosodás nyomai a mállási öv aljág kimutathatók, a szelvény (30 m alatti) alsó részében a csökkent K-tartalmú illit uralkodik. A mállás során a földpát-kristályok anyagát kaolinit-, a biotitét kloritpseudomorfózák helyettesítik. A biotit mállásával képződő klorit ugyancsak lefelé dúsul. Vastartalmának egy része sziderit alakjában válik ki. A mállási szelvény legtetjét viszont — az agyagásványok bemosódása, ill. a kvarc lassú mobilizációja következtében helyenként több cm (kivételesen néhány m) vastagságú kvarcitréteg fedheti be. A telepek alsó részén a kiindulási kőzet eredeti szerkezete helyenként még felismerhető. Mindez a mállási szelvény savanyú pH-jának tartós fennmaradását igényli. Kaolinitelepek földpátos homokon is létrejöhetnek.

A kaolinitelepek hidrotermális vagy reziduális eredete — a települési viszonyok mérlegelésén kívül — a tóriumtartalom és az oxigén-izotópok vizsgálata alapján dönthető el. További genetikai információkat adhat a járulékos  $\text{TiO}_2$ -ásványok, a szulfidok és foszfátok vizsgálata is.

b) Szénagyagkő („Kohlen-Tonstein”) néven foglalják össze a kőszentelepek fekvőjében található, kaoli-

nitben dús, trópusi klímában kialakult, LOUGHNAN (1962) szerint dicketet, böhmitet és gibbsitet is tartalmazó agyagokat. A kaolinit oszlopos, táblás vagy féregszerű kristályai és 100—500  $\mu\text{m}$  nagyságú, kerekded lencséket alkotó, finomszemű halmazai többnyire szerves, ritkábban agyagos kötőanyagba ágyazódnak. Máskor a szubmikroszkopikus méretű kaolinitkristályok tömött, szenes csíkokkal elválasztott lemezeket, vagy kaolinites alapanyagba ágyazott földpát- és csillám-pseudomorfózákat alkotnak. A kaolinit mellett egyes agyagkövek illitet, illit/montmorillonitot, kloritot, nagyon ritkán még halloysitet is tartalmaznak. A kvarc általában szilánkok alakjában vagy az alapanyagon belül finom eloszlásban jelentkezik. Változó mennyiségű sziderit és pirit is előfordulhat. A kaolinitet a metamorfózis határán álló queenslandi, perm időszerű szemiantracitok agyagkő-közbetelepüléseiben 1M típusú illit, valamint kloritlemezekből álló, 5 mm-t is elérő kristályok helyettesítik (KISCH 1966).

A kaolinites szénagyagkövek 50—55%  $\text{SiO}_2$  mellett többnyire 40—45%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ot tartalmaznak. Queenslandi illites változataikat megemelkedett  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  hányados és nagy FeO-, valamint  $\text{K}_2\text{O}$ -tartalom jellemzi.

A szénagyagkő képződését sokan savanyú vulkáni tufatakarók és a rajtuk kialakult kőszénlápok savas vize közötti kölcsönhatással magyarázzák. Mások viszont a savanyú tufák helyett egyéb törmelékes kőzetek lép-alatti mállását is lehetségesnek tartják. Vulkáni tufákból való keletkezés mellett szól a kvarctörmelések éles-sarkos alakja, a cirkonnak és az apatitnak a turmalinnal és rutillal szembeni dominanciája, a Be- és Cr-tartalom, valamint a szénagyagkönek az át nem alakult tufákkal való összefogazódása (STÖFFLER 1963; MAŠEK 1963).

LIPPMANN (1979, 1981) szerint a földpát semleges pH-n történő bomlásakor egyensúlyi körülmények között a kaolinitnek pirofillit (szmektit) közbeiktatódásával kellene létrejönnie. De mivel a földpát oldódása lassúbb, mint a kilúgzódás, legtöbbször közvetlenül kaolinit keletkezik.

Szénagyagkövek a karbontól kezdve a felső-miocénig világszerte ismeretesek. Európában a felső-karbon, az alsó- és középső-júra, valamint a felső-kréta-paleogén volt a fő kaolin-képződési időszak. Ez

Sorszám	1	2	3	4	5	6*	7*	8	9
SiO <sub>2</sub>	65,50	43,60	53,50	48,51	62,50	60,70	61,60	51,70	42,16
TiO <sub>2</sub>	—	2,1	1,20	0,04	0,15	0,9	—	1,2	1,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,10	36,2	29,81	31,26	23,39	17,3	16,7	20,1	30,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,17	1,2	1,35	0,50	1,08	7,67	5,94	8,5	8,77
FeO	—	0,05	—	—	0,25	—	—	0,22	0,09
MnO	—	0,02	—	—	—	—	—	0,10	0,01
CaO	1,17	0,34	0,60	1,75	0,48	2,10	—	2,00	0,40
MgO	0,74	0,12	0,28	1,86	0,86	2,30	0,52	1,20	0,54
K <sub>2</sub> O	0,42	0,1	1,36	7,85	6,00	1,46	—	0,8	0,20
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,1	0,10	0,10	0,15	0,29	2,60	0,2	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,40	—	—	—	—	—	0,20	0,24
Izz. v.	8,79	13,7	10,7	6,86	4,91	—	—	11,4	—
H <sub>2</sub> O -	—	—	—	—	—	—	—	—	3,38
H <sub>2</sub> O +	—	—	—	—	—	—	—	—	12,66
CO <sub>2</sub>	—	0,0	—	—	—	—	—	0,0	0,01
Összes S	—	0,07	0,14	0,02	0,75	—	—	0,05	—
Összesen	102,01	98,0	99,04	98,75	100,52	92,72	87,36	100,67	100,74

1. „Papír-kaolin”. Isten-hegy. — 2. Kaolin. Tarján-160. sz. f.: 43,7—43,9 m. — 3. Fehér agyag. Felsőpetény. — 4. Fehér illit. Füzérradvány. — 5. Szürke, homokos illit. Füzérradvány. — 6. Bentonit. Pásztó-5. f.: 50,8—52,7 m. — 7. Bentonit. Pásztó-7. f.: 108,8—110,7 m. — 8. Bentonitos agyag. Csabdi-5. sz. térképező fúrás: 76,0—79,2 m. — 9. Okkeres festékföld. Cserszegtomaj.

Elemzők: 2, 4, 5, 6. és 8.: Bauxitkutató Vállalat Laboratóriuma. — 1, 3, 7, 9.: MÁFI Kémiai Laboratóriuma.

\* Gyorselemzés.

utóbbi időszakban Cornwalltól Dél-Lengyelorszáig főleg a herciniai granitoidok mállásából keletkeztek jelentős kaolinitelepek. A bornholmi és dél-svédországi, valamint a szferoszideritet is tartalmazó mecseki telepek liász korúak.

c) A bentonit (22.2. tábla: 4) többnyire világos színű, puha, igen képlékeny, duzzadóképes, viszkózus, peptizálható, tixotróp, kationcserélő és adszorpcióképes, homogén, „zsíros vagy kövér” agyag. Nevét a wyomingi (USA) Fort Benton környéki, kréta időszaki előfordulásáról nyerte (KNIGHT 1884). Fő ásványa a Ca-, Mg-, ritkábban Na-tartalmú montmorillonit. Ennek mennyisége a kőzet 90%-át is meghaladhatja. [NEMECZ (1973) a magyarországi tavi eredetű bentonitokban 92%, a hazai tengeri bentonitok közül a Mg-Ca-bentonitokban 63—90%, a Ca-Mg-bentonitokban pedig 42—86% montmorillonitot talált.] A bentonitok vegyi összetételét a 22.7 táblázat szemlélteti.

A montmorillonit-lemezkek átmérője 30—33 nm, vastagsága 1,5—100 nm. Vastagságuk a beépült kationtól függ: Ca<sup>2+</sup> esetén növekszik, Na<sup>+</sup> vagy Mg<sup>2+</sup> esetén csökken. Vízfelvétellel a bentonit térfogata 6—15-, sőt néha 30-szorosára is növekedhet (NEMECZ 1973).

A montmorillonit mellett a bentonitok gyakran krisztobalitot, más agyagásványokat (főként illitet, kaolinitet), zeolitokat, a vulkáni ásványok (kvarc,

földpát, amfibol, piroxén, biotit, muszkovit) és/vagy a vulkáni üveg maradékát tartalmazzák.

A kiváló minőségű wyomingi Na-bentonittelepen kívül 1—3 m átlagvastagságú telepek ismeretesek az USA és Kanada több államában, Dél-Anglia mezozoikumában („fuller-föld”), a bajor molaszban, Romániában, a SZU-ban és hazánkban (pl. a kemenesháti bazaltokon) is. Legkeresettebb a Na-bentonit. A kedvezőtlenebb Ca- és Mg-bentonitok azonban mesterségesen is átalakíthatók Na-bentonitá.

d) A laterit a meleg és időszakosan nedves éghajlaton, váltakozó irányú és pH-jú talajvízmozgás hatására végbemenő, intenzív mállás — több talajzónát alkotó — allitos-ferrallitos terméke. Jellemzője az alkáliák és a SiO<sub>2</sub>-tartalom kilúgzódása, a kaolinitnek bauxitásványokkal és vasoxidokkal való keveredése. Az allitosodás fokozódásával bauxitos agyaggá és bauxittá alakulhat. (Ennek feltételeivel bővebben a III. kötet 30. fejezete foglalkozik. A különböző éghajlati övek talajtakarójában végbemenő agyagásványképző folyamatokat az I. kötet 2.4. fejezete tekinti át. A terra fusca és a terra rossa képződésre pedig még a III. kötet 30. fejezetében is kitérünk.)

A talajban képződő agyagokat a rétegenség hiánya, a földes-morzsalékos szerkezet, bizonyos — a fosszilis talajoknál már nem mindig felismerhető — zonáció, továbbá többnyire szabálytalanul közberétegzett, rendkívül rosszul kristályosodott agyagásványok jellemzik.

## 22.62 AZ ALLOCHTON PÉLITEK

Ezek a felhalmozódás helye (fáciése) szerint a következőképpen osztályozhatók.

**22.621 A folyóvízi pélitek** a mállási termékek hosszabb távú szállítása közben többnyire más kőzet- és ásványtöredékekkel, eolikus és vulkáni porral, autochton és allochton szerves maradványokkal keveredve ülepednek le. Első közelítésben a folyók is a származási terület klímájának megfelelő szuszpendált agyagásvány-együttest szállítják. Hordalékuk azonban többnyire a teljes mállási szelvény, sőt az ép, de ugyancsak agyagos anyakőzet anyagát is tartalmazza. Ezért gyakoriak az olyan alluviális pélitek, amelyek a <0,005 mm-es szemcsetartomány 20—50%-os részaránya mellett jelentős mennyiségű 0,01—0,005 mm közötti szemcsét tartalmaznak. Tovább rontja az osztályozottságot az esetleges homok- és kavicsstartalom is. Emellett gyakori az agyagos lemezeknek az aleurit- és homoklemezekkel való sokszoros váltakozása (I. kötet, 5.73. fejezet).

A Föld nagy folyói közül a Hoang-ho és a Jangce főleg illitet, a Rajna, az Elbe, valamint a Duna és a Dnyeper poliminerális agyagásvány-együttest szállít, amelyben az illit és az illit/szmektit dominál. A Nílus főleg szmektiteket, az Amazonas főleg kaolinitet és szmektiteket, a Paraná pedig kaoliniten kívül illitet szállít. A Nílus szmektit-anyaga az Etiópiai Magasföld vulkanitjainak és a szavanna öv mállási termékeinek hatását tükrözi; a vízfolyások nélküli sivatag már csak nagyon kevésbé módosítja a hordalék összetételét.

A folyóvízi pélitek zöme az ártereken rakódik le. Itt gyakran sekély tavak, mocsarak, ill. talajképző folyamatok módosítják összetételüket. A Tisza és mellékfolyói kőzetlisztes-agyagos mederüledékeiben RÍSCHÁK (1976, 1977) szerint a kvarc/agyagásvány arány a szemcsenagyság függvényében ingadozik. A kalcit és dolomit csak szórványosan, néhány %-nyi mennyiségben van jelen. Az agyagásványok között az illit 20—30%-ot, a klorit 10—15%-ot tesz ki. A szmektit kevés, a kaolinit gyakorlatilag hiányzik. Az illit + klorit asszociáció, továbbá a 10—20%-os plagioklásztartalom szerint az agyagásványok túlnyomó része törmelékes eredetű, kémiaileg kevésbé mállott.

**22.622 A lápi—mocsári péliteket** a sötétszürke-fekete szín, nagy szervesanyag-tartalom, szénült gyökérmaradványok, pirit-szemcsék és -kristályok, továbbá — a savanyú kémhatás miatt — a kaolinit dominanciája jellemzi. A lápszegélyi agyagok rétegzetlenek, szemcsés elválásúak, földes-darabos törésűek, inkább csak fekete-foltosak vagy feketén eresztek. A láp belseje felé gyakran lemezes-leveles elválá-

súakká válnak, a mélylápi agyagok szervesanyag-tartalma pedig már szinte kizárólag finom diszperz szemcsékből áll.

A szenes agyagokat fokozatos átmenet köti össze a szenes aleuritokkal és az agyagos kőszénnel. Fő elemeik mennyisége nem tér el jelentősen az átlagos pélitekétől, nyomelemeik azonban különböznek. A humuszkőszenekben az As, B, Be, Bi, Cr, Ge, a gyttjában a P, Br, Ni, Co, Cu, Zn, Mn, a szapropélitekben főleg a Mo, V, Ti, Cr dúsul. A kőszén pélites alkotórészei között 35—40% allofán, 32—34% gibbsit, 23—27% szmektit, 14—25% halloysit, 10—14% klorit és szerpentin lehet jelen, de kevés diaszpor, böhmit, kaolinit, muszkovit, biotit, sőt gipsz is észlelhető (III. kötet, 31.1231. fejezetrészt; SZÁDECZKY-KARDOSS 1955).

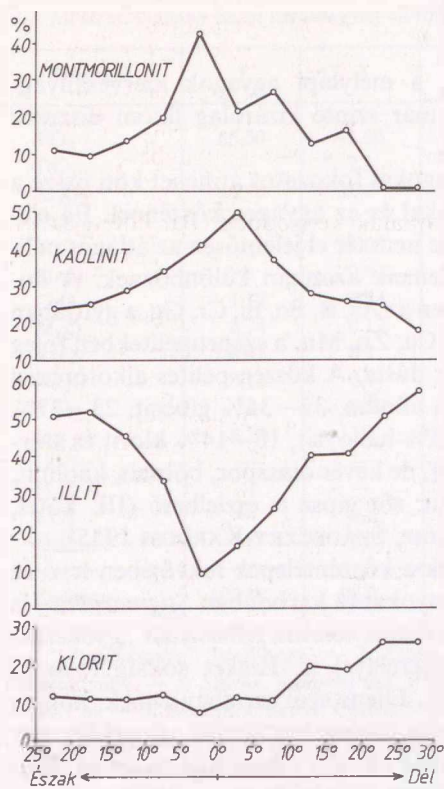
Ide sorolhatók a kőszéntelepek fekvőjében levő és gyökérmaradványokat (a karbonban *Stigmariákat*) is tartalmazó és kerámiai célokra felhasznált „gyökértalajok” (ang. underclays) is. Ezeket sokáig fosszilis talajoknak vélték. Ellene szól azonban ennek, hogy a növényi gyökerek a több m vastagságú agyagkőzetnek csak a felső, néhány cm—dm vastagságú részében található. Ezért O'BRIEN (1964), PARHAM (1964) és ODOM (1967) olyan argilliteket lát bennük, amelyek a pelyhesen kivált agyag nagyon lassú leülepedése révén keletkeztek. KIRSCH (1961) inkább a láp Al- és Si-dús kolloid oldatainak biokémiai kicsapódásából származtatja e kőzetek anyagát.

A pennsylvaniai (USA) „gyökértalajok” kaolinitben és montmorillonit/illitben való gazdagságát SCHULTZ (1958) a lehordási területen folyó talajképződés erősödésével magyarázza. O'BRIEN (1964) szerint a „gyökértalajok” képződése a kőszénláp regressziós szakaszára esik. (Ezzel szemben a réteges agyagkövek a láp transzgressziójához kapcsolódnának.) Az ásványi összetételnek a rétegzetlen „gyökértalajok” közé iktatott palás agyagkövekkel való összehasonlítását a 22.8 táblázat tartalmazza. A palás agyagkövek irányított szöveteivel szemben a „gyökértalajok” szövete teljesen irányítatlan.

22.8. táblázat. Az agyagásvány-tartalom %-os megoszlása egy pennsylvaniai feketekőszén-telep agyagos üledékeiben\*

Ásvány	A	B
Illit	13—28	44
Kevert rétegű ásvány	46—48	33
Klorit	—	11
Kaolinit	22—41	11

\* ODOM (1967) szerint. — A: „gyökértalaj”. — B: palás agyagkő.



22.27 ábra. Az agyagásványok %-os mennyiségének változása a légköri por  $< 2 \mu\text{m}$  frakciójában, a földrajzi szélesség függvényében. — CHESTER et al. (1972) szerint

**22.623 Az eolikus eredetű vízi pélitek agyagásványainak összetételében nem a leülepedési, hanem a származási terület klímája tükröződik.** Ezt az Atlanti-óceán K-i partjai mentén repülőgéppel, Észak- és Dél-Amerika hosszában pedig a magashegységi hómintákból gyűjtött por vizsgálata igazolta (22.27 ábra). A montmorillonitnak a löszben tapasztalt dúsulását az magyarázza, hogy légi szállítás közben ez az ásvány elektrosztatikusan a többi agyagásványnál erősebben tapad a kőzetliszt-szemcsék felületére. Másrészt a lösz porózus szerkezete elősegíti azokat az utólagos mállási folyamatokat, amelyek szmektitet, ill. klorit/vermikulitszerű kevert szerkezeteket hoznak létre. A szmektit-képződést segíti a hullópor nedves-térszíni lerakódása is (21.2. fejezet).

**22.624 A morénaüledékek (till; „Geschiebemergel”) kvarc, földpát-, piroxén- biotit-szemcsékkel vegyes, vermikulitos agyagfrakciója a lehordási területen folyó kémiai mállás lefékeződését tanúsítja.** Az egykori jégtakarók lerakódásának ásványtani vizsgálata jégsztratigráfiai célokra használható.

**22.625 A tavi pélitek kifejlődése a lehordási terület, az éghajlati, a tengerszint feletti helyzet és a víz**

sótartalma szerint változik. Valamennyiükben felismerhető azonban az agyagásványoknak a hamarabb leülepedő durvább frakcióhoz mérten nagyobb mérvű homogenizálódása. Édesvízű tavakban a beszállított agyagásványok degradációja lehet a döntő folyamat (I. kötet, 8.51. fejezet).

A tundra és tagja övezetbeli kicsiny és sekély tavak iszapja zöldesszürke-sötétbarna színű, képlékeny, száradás közben szívóssá, gumyszerűen rugalmassá, végül teljesen keménnyé váló pélit. Ez a szerves anyagban és a podzolos mállás miatt  $\text{SiO}_2$ -ben dús üledék gyakran sok hintett Fe-Mn-borsót, ooidot és pizoidot is tartalmaz. Ez utóbbiak oxi-hidroxidjaihoz sziderit, berthierin és vivianit társulhat (I. kötet, 8.52. fejezet).

A periglaciális területek egykori tavainak és ezek jelenkori utódainak üledékeit a szerves anyagban gazdag, sötétszürke agyag-, ill. világos aleurit- és homokos aleurit-lemezek évszakos váltakozásából álló varvitok képviselik (17.211. fejezetrész). Ezek nyári és téli sávjainak ásványtani különbségeit vegyi összetételük különbözősége is jelzi (22.9 táblázat).

A nagy boreális tavak (pl. az Onyega- és Ladoga-tó) világosszürke iszapjának 70–80%-a a 0,01–0,002 mm-es szemcsékből áll (tehát finom kőzetliszt). Ez az iszap karbonátszegény; szervesanyag-tartalma azonban 9%-ot is elér. Jelentős Fe-tartalma ellenére a sekély tavakat jellemző vasborsók képződése csak kevés körülhatárolt helyen észlelhető. Az iszap lencsés szerkezetű, és gyakran bitumenes agyagcsíkokkal tarkított (I. kötet, 8.521. fejezetrész).

22.9. táblázat. Egy glaciális varvit nyári (A) és téli (B) sávjának vegyi összetétele\*

Alkotórész	A	B
	(aleuritos, nyári)	(agyagos, téli)
$\text{SiO}_2$	59,2	50,3
$\text{TiO}_2$	1,2	1,1
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,1	19,1
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	4,3	6,5
FeO	3,2	2,5
MnO	0,09	0,1
MgO	3,1	3,7
CaO	2,1	1,4
$\text{Na}_2\text{O}$	3,8	1,7
$\text{K}_2\text{O}$	1,9	4,0
$\text{H}_2\text{O}^+$	1,1	4,8
$\text{H}_2\text{O}^-$	1,1	3,7
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,1	0,1
$\text{CO}_2$	—	—
$\text{SO}_3$	—	—
C <sub>org</sub>	1,9	0,4
Összesen	99,59	99,4

\* PETTJOHN (1975) szerint.

A mérsékelt övi tavak horizontálisan — ritkábban hullámosan — rétegzett vagy lemezes, gyakran kagylós törésű, szmektitekben gazdag pélitjeinek kifejlődése környezetük felépítésétől, a víz mélységétől és hőfokától függ. A Balaton medenceüledékeinek átlaga a finom kőzetliszt tartományba (0,063—0,002 mm) esik. Uralkodó része szürkésfehér—világosszürke színű, 79—85%-os porozitású, 60—69% víztartalmú, agyagos aleurit. A karbonáttartalom igen finom szemcséjű, főleg kalcit anyagú, és 6—8,5 mol%-nyi Mg-ot is tartalmaz (magneziokalcit). A puhatestű-héjakból származó aragonit mennyisége < 1%. A sort a lisztfinomságú dolomit zárja (I. kötet, 8.522. fejezetrész; MÜLLER 1969). A karbonátok a kevés kvarccal, opállal és 1—7%-nyi szerves anyaggal együtt a pélites üledék 2/3-át teszik ki. A fennmaradó 1/3 részt azonban agyagásványok (montmorillonit, illit, klorit, kaolinit) alkotják.

A szárazabb és futóhomokos területek nagyon sekély vízü és időszakos tavainak kagylós-gumós elválású agyagjai többnyire oxidáltak, zöldessárga színből vörössárgába vagy barnászörösbé átmenők, gyakran foltosak. Mész- és limonitkonkréciókat, száradási repedéseket és repedéskitöltéseket tartalmaznak. Hozájuk helyenként dolomitos tavikréta-kiválás társul (I. kötet, 8.523. fejezetrész).

A forró-száraz területek tavaiban és parti lagúnáiban lerakódó sósótegeket gyakran vörös pélites rétegek választják el egymástól. Számos sivatagi sóstóban gipszes agyag és márga rakódik le. A Párizsi-medence eocén/oligocén korú határüledékeinek rendes sótartalomnál ülepedett agyagjaiban sok illit, kevesebb montmorillonit, kevés kaolinit és klorit észlelhető. Az 5—18%-es NaCl-tartalomnál képződött üledékeket viszont illit-montmorillonit-attapulgit-szepiolit aszociáció és gipszkiválások jellemzik. A kelet-franciaországi Valence-i árok oligocén korú üledéksorában 0,5—1 m vastagságú agyagkő- és 2—3 cm vastag anhidrit-rétegek váltakozását figyelték meg (GUILLEVIN 1979).

A túlsós környezet az agyagásványok neomorfizmusának színhelye. Törmelékes szilikátokat beszálító, állandó vízfolyás hiányában elsősorban kémiai üledékképződés folyik: Mg-dús vízben paligorszkít, szepiolit, trioktaéderes szmektitek rakódnak le (I. kötet, 8.523. és 25.3311. fejezetrészek). A magyarországi szikes tavak sótartalma az eddigi adatok szerint csak a karbonátok kiválását befolyásolta, az agyagásványok zöme törmelékes eredetű. A SiO<sub>2</sub>-ban gazdag környezetű kenyai Magadi-tóból fejlődésének egy korábbi szakaszában szmektitek, zeolitok (analeim), különleges Na-szilikátok (pl. magadiit) ülepedtek le. Az utóbbi diagenetikusan réteges tűzkővé alakult át (25.3311. fejezetrész). Az észak-amerikai cocén Green River Formációját zeolitok és Fe-szmektitek jellemzik.

A nedves klímában kiédesedő lagúnák O<sub>2</sub>-ben szegény mélyvizeiben bitumenes agyag-, aleurit- és mésziszap-lemezek váltakozásából álló „bitumenes ritmit”-ek rakódnak le. Az elmocsarasodó lagúnák a paralikus kőszénképződésnek (III. kötet, 31.111. fejezetrész) szenes vagy egyéb szerves anyagban dús agyagok képződésével tarkított szinterei. A krátertavakban gyakran olajpalák képződnek (III. kötet, 31.24. fejezet).

**22.626 A tengeri pélitek** anyagában a parttól távolodva csökken a szárazföldről besodort növényi törmelék mennyisége, egyre több a fito- és zooplanktonból származó alkotórész. A self sekélyebb részét szerves maradványokban gazdag, bioturbált agyagok, a stagnáló, O<sub>2</sub>-hiányos kimélyüléseket bitumenes laminitek jelzik. A trópusi tengerekben 60 m mélységig lerakódott agyag szürkésbarna színét a berthierin okozza. A 120—250 m-es mélységköz hűvösebb vízben lerakódó glaukonit ellenben zöldessé teszi az üledéket; 400 m tájától kezdve az iszap már szürke (22.3122. fejezetrész).

A tengeri környezet agyagásványai törmelékes vagy autigén eredetűek. A tengervízben viszont csak a muszkovit (illit) és a klinoklor (klorit) stabilis. A kaolinit instabilis, és ezért nem képződik, de átalakulásának lassúsága miatt fennmarad. Ugyanez érvényes a szmektitre is; ennek illitté és klorittá alakulása csak a mélyebb diagenezis övében gyorsul fel. A kloritképződést a karbonátok képződése hátráltatja: a Mg<sup>2+</sup> először a kalcit dolomitotására használódik el, és csak fölöslege épül be a kloritba (LIPPMANN 1979, 1981). *A tengervíz tehát a beszállított legfontosabb agyagásványok összetételét, szerkezetét és kolloid tulajdonságait nem változtatja meg, legfeljebb ioncserét eredményez.* A különböző mértékben flokkuláló agyagszemcsék eltérő sebességgel történő leülepedése azonban a folyótorkolatok közelében az ásványok zónás elkülönülését eredményezi: a partközeli kaolinit övhöz a tenger felé illit-, majd szmektit-zóna csatlakozik (PORRENGA 1966; TOMADIN 1979). Az elosztást a tengeráramlások és a tengerfenék egyenetlenségei is befolyásolják. A Földközi-tenger K-i medencéjének agyagásványait pl. elsősorban a Nílus így elteregtett hordaléka határozza meg (VENKATARATHNAM—RYAN 1971). A svájci Júra-hegységi mezozoikum szárazföldi eredetű kaolinitjának a nyílt tengerbe való behordódását egy tengeralti hátság akadályozta meg (KÜBLER 1984). A Seychelles-Mauritius-hátság az Afrika felől érkező kaolinit továbbterjedésének állta útját (LISZICÜNA—BUTUZOVA 1981).

Az colikus szállításnak a sivatagok környezetében van jelentősége. A tírren-tengeri kaolinitet TOMADIN (1975) szaharai porból származtatja. Észak-amerikai eredetű, szélhordta agyagásványokat a Közép-Atlanti

hátság negyedkori üledékeiből, szaharai-arábiai eredetű port pedig az Indiai-óceán ÉNy-i részéből is kimutattak (GROUSSET—PEYPOUQUET 1984; LISZICŰNA—BUTUZOVA 1981). A sivatagi aprózódásnak ezt a jól kristályosodott kloritból és illitből álló termékét az Indiai-óceán hiányos brucitrétegeket tartalmazó kloritjától élesen el lehetett különíteni.

A törmelékes agyagásványoknak a kontinentális éghajlatú öveket tükröző globális eloszlását részleteiben a nagy folyók vízgyűjtőjének kiterjedése és a tengeráramlások erősen bonyolíthatják. Az Égei-tenger D-i részein pl. két igen távoli eredetű agyagásványegyüttes (a Nílus szubtrópusi szmektitje, valamint a nagy orosz folyóknak a Boszporuszon át ide érkező mérsékelt övi illit + klorit asszociációja) keveredik (VĚNKATARATHNAM—RYAN 1971).

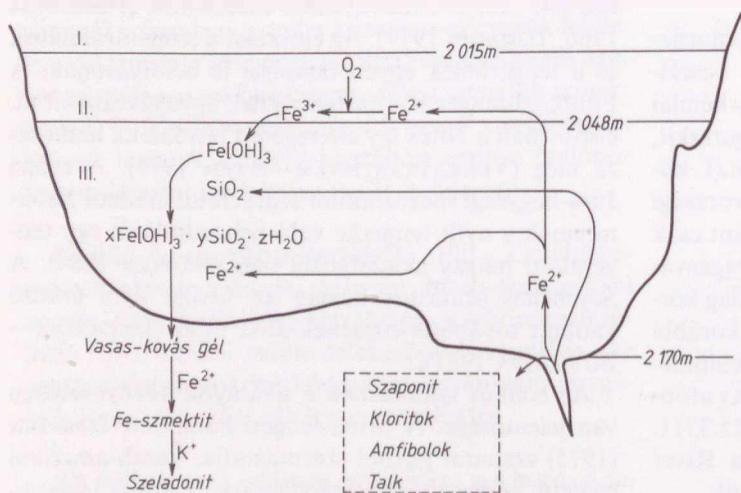
Az autigén agyagásvány-képződésnek tengeri környezetben három fő területe van: (1) az evaporitos medencék, (2) a selfek, (3) az óceáni medencék és hátságok.

A túlsós medencék klasszikus példájául szolgáló germán típusú triász mészkő- és márga-, valamint dolomit- és dolomárga-rétegei részint sókőzetekkel, részint törmelékes agyagrétegekkel váltakoznak. LUCAS (1962) szerint a medenceperem igen rosszul kristályosodott illitje és klorit/szmektitje a medence belseje felé aggradációs transzformációval — az utóbbi a corrensiten át — válik egyre rendezettebbé. LIPPMANN (1985) azonban tagadja az aggradációt, és úgy véli, hogy a corrensit az elzárt medencében megnövekedett  $Mg^{2+}$ -aktivitás és alkalinitás hatására, a törmelékes kaolinit vagy a megelőzően kivált Mg-szmektit rovására, korai diagenetikusan képződött. Mivel kevés  $Al_2O_3$ , de sok MgO jelenlétében a talk a stabilis, a németországi perm, ill. az észak-afrikai triász evaporitokban Mg-klorit mellett a talk is megjelenik. A talkhoz képest metastabilis szepiolit és a paligorszkít főleg fiatal üledékekben fordul elő.

A minette-típusú ooidos vasérc (III. kötet, 27.6221. fejezet) berthierin- és klorit-, valamint limonitosodott sziderittartalmát olyan penepének trópusi mállásával hozzák kapcsolatba, ahol nemcsak a Si és az Mg, hanem az Fe is oldatba ment. A kötőanyagul szolgáló agyagásványok a kémiai kiválást követő diagenetikus átkristályosodás útján alakultak ki.

A mélytengerek autigén agyagásványainak anyaga vulkáni vagy hidrotermális úton magából az óceáni medencealjzatból származik. Két — a kontinentális eredetű szmektitektől jól megkülönböztethető — típusuk van: (a) a bazaltos hialoklasztok elbontásával keletkezett s a Csendes-óceán középső és keleti részén óriási elterjedésű Fe-Al-szmektitek, és (b) a szintetikus hidrotermális Fe-szmektitek. Az utóbbiak — a Vörös-tenger aktív geotermális területein végzett kutatások szerint — az egyszerre kicsapódott  $Fe(OH)_3$  és  $SiO_2 \cdot xH_2O$  gélek átkristályosodásával keletkeznek (22.28 ábra). Zöld színű, szabálytalan foltok és lencsék alakjában jelennek meg az amorf kovaüledékben (BUTUZOVA 1984). A ferri-szmektit az óceánfenéken mindenütt jelen van; a kísérő autigén szilikátásványok ellenben kor szerinti zónás elkülönülést mutatnak (22.5. fejezet). A miocén-recens üledékekre a ferri-szmektit + phillipsit asszociáció, a kréta-paleogén üledékekre a ferri-szmektit-paligorszkít-klinoptilolit-kovaásvány társulás jellemző (KOSSZOVSZKAJA—SUTOV 1984). A kréta-paleogén társulás  $SiO_2$ -gazdagságát a biogén kovatermelésnek az akkori melegebb éghajlattal összefüggő megnövekedése okozhatta.

A szárazulatokról az óceánokba került agyagásványoknak a  $Ca^{2+}$  és a  $Na^+$  a kicserélhető kationja. Az óceánok autigén agyagásványaiban viszont a  $K^+$  a kicserélhető kation. A  $K^+$ -felvétel az óceáni diagenézisnek egyik legfontosabb folyamata; ennek során a szmektitek — kevert szerkezetek közbeiktatásával — az 1M szeladonit irányában alakulnak át. Az eltérő



22.28 ábra. Hidrotermális neoformációs ásványképződés a Vörös-tenger Atlantis-II. nevű mélytengeri síkságán. — BUTUZOVA (1984) nyomán, egyszerűsítve

1. Tengervíz. — II. és III. A koncentrált oldat felső és alsó rétege.

mértékű  $K^+$ -felvétel következtében a Csendes-óceán üledékeiben mérhető  $K/Ar$ -korok csak a diagenézis fokát jellemzik (KRÜLOV *et al.* 1984).

Az óceáni bazaltból való autigén szilikátképződés és az azt követő  $K^+$ -felvétel igen fontos folyamat. KOSOVSKAYA (1984) ezt tartja az óceáni kéreg kontinentális kéreggé alakulása első lépésének (l. a 22.5. fejezetet is).

\*\*\*

A mai mélytengerekben a fehéres-sárgás *globigerinás és kokkolitos mészszipa-* (helyesebben agyagmárga-márga-) rétegek igen gyakoriak. Elterjedésüknek a karbonát-kompenzáció mélysége, a  $CaCO_3$  visszaoldódása (I. kötet, 10.43. fejezet), a terrigén anyagbeáramlás és a vízhőmérséklet szab határt. Ezért radioláriás és diatomás agyagok ott keletkeznek, ahol a mészhéjak visszaoldódása miatt a kovavázak felhalmozódása kerül előtérbe. A radioláriás iszap az egyenlítői övben gyakori. *Diatomás agyag* a  $45-60^\circ$  közötti É-i szélességi övben, a periantarktikus övben, a Csendes-óceánban pedig az 50. déli szélességi fokig terjedt el. Az óceánok egyenlítő-környéki sávjában lerakódó agyag a mészkioldódás és a vastartalom oxidálódása miatt vörösbarna színű. Ez a *mélytengeri „vörös”* (helyesebben barna) *agyag* a legnagyobb felületi elterjedésű jelenkori üledék (I. kötet, 10.10 ábra; 22.6 táblázat). Összetétele a szemcseméret durvulásával az agyag- és csillámásványok rovására a kvarc felé tolódik el. A kék és szürke agyagokban több a terrigén ásvány; az autigén ásványok között a klorit, a glaukonit és a szulfidok is megjelennek. Szemcseösszetételük

22.10. táblázat. A mélytengeri „vörös agyag” (A) és kék-zöld agyag (B) vegyi összetétele (52, ill. 51 minta átlaga)\*

Alkotórészek	A	B
$SiO_2$	54,48	57,05
$TiO_2$	0,98	1,27
$Al_2O_3$	15,94	17,22
$Fe_2O_3$	8,66	5,07
$FeO$	0,84	2,30
$MnO$	—	0,12
$MgO$	3,31	2,17
$CaO$	1,96	2,04
$Na_2O$	2,05	1,05
$K_2O$	2,85	2,25
$SO_3$	—	—
$CO_2$	—	—
Izz. veszlt.	—	8,99
Összesen		99,53

\* PETTJOHN (1975) szerint.

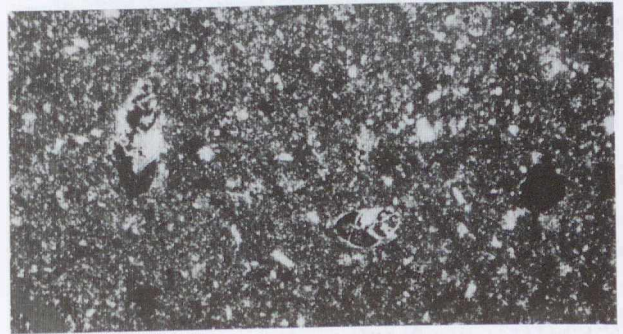
hasonló a barna agyagéhoz, de 3%-kal több  $0,2 \mu m$ -os szemcsével (22.10 és 22.11 táblázat).

A tengeri eredetű fosszilis pélitroszatok egyik jól tanulmányozott, átlagos hazai típusa a Kiscelli Agyag

22.11. táblázat. A mélytengeri „vörös agyag” frakciónkénti ásványos összetétele\*

Ásvány	Szemcsefrakciók			
	<0,002	0,002—0,01	0,01—0,02	0,02—0,1
Kvarc	30—50	59,8	65,6	70,2
Földpát		4,9	16,0	9,2
Amfibol, augit		2,2	1,9	3,9
Biotit	} 30—50	3,6	2,8	5,1
Muszkovit		14,7	0,8	0,9
Opak ásvány		3,6	3,1	2,3
Montmorillonit	30—50	8,0	6,0	5,3
Glaukonit		—	1,5	—
Dolomit		1,1	—	1,1
Opál		2,2	2,3	1,9
Összesen		100,0	98,0	97,9

\* PETTJOHN (1975) szerint.



22.29 ábra. Kőzetlisztes foraminiferás agyagmárga. — Kiscelli Agyag Formáció. — Solymár. — Alsó-oligocén. — WEIN GYÖRGY gyűjtése. —  $42\times$

22.12. táblázat. A Kiscelli Agyag Formáció ásványos és vegyi összetételének szélső értékei\*

Ásványok	Súly%	Alkotórész	Súly%
Illit	18—32	$SiO_2$	41—59
Kaolinit	8—18	$TiO_2$	0,6—1,0
Klorit	5—11	$Al_2O_3$	10—15
Kvarc	22—27	$Fe_2O_3$	3—7
Földpát	5—10	$MnO$	0,0—0,5
Kalcit	11—12	$CaO$	4—15
Dolomit	4—5	$MgO$	0,2—4,2
		$Na_2O$	0,2—1,3
		$K_2O$	1,2—2,7
		$So_3$	0,2—2,9

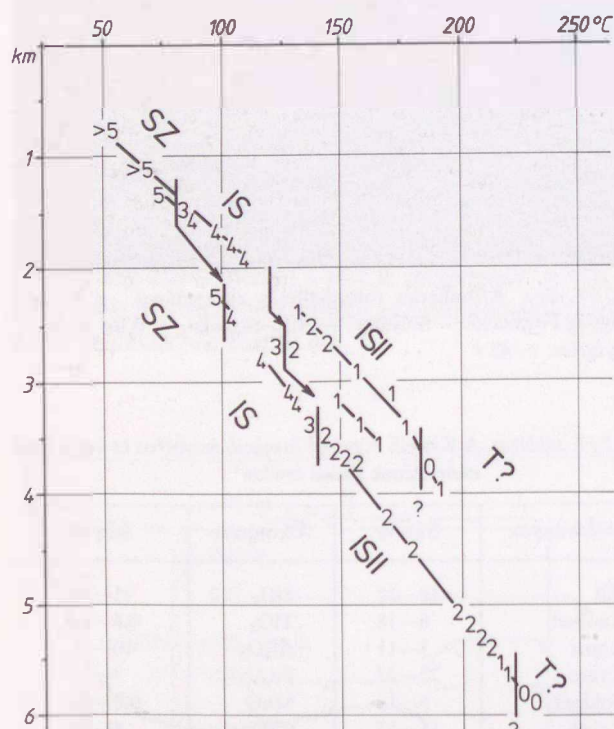
\* HEGYI-PAKÓ *et al.* (1973) szerint.

22.13. táblázat. Néhány magyarországi agyagfajta vegyi összetétele

Sorszám	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	60,7	47,4	31,8	45,8	93,00	66,78	57,4	39,28
TiO <sub>2</sub>	1,2	0,9	0,6	—	—	0,25	0,7	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,1	13,5	8,2	8,9	3,56	4,41	14,0	19,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,5	7,0	5,5	4,0	0,36	2,44	10,9	5,80
FeO	0,57	0,9	0,84	0,58	—	0,61	0,33	—
MnO	0,02	0,06	0,20	—	—	0,22	5,70	—
CaO	1,40	6,30	14,80	13,7	0,22	3,03	0,56	4,65
MgO	0,90	5,10	10,40	5,8	0,30	0,99	0,28	9,80
K <sub>2</sub> O	1,3	1,9	1,4	2,35	0,42	0,32	0,7	4,32
Na <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,2	0,15	0,10	0,14	0,1	0,86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,16	0,20	—	—	0,06	0,38	—
Izz. v.	7,2	15,2	24,9	—	1,63	—	7,5	13,58
H <sub>2</sub> O-	—	—	—	—	—	8,93	—	—
H <sub>2</sub> O+	—	—	—	—	—	7,38	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	11,6	—	0,91	0,0	—
Össz. S	0,04	0,005	0,10	0,56	—	1,30	0,03	2,47
Összesen	98,36	98,625	99,14	93,44	99,59	97,77	98,58	96,25

1. Homokos agyag. Németbánya-1140. f.: 16,5—17,0 m. — 2. Kőzetlisztes agyag. Németbánya-1000. f.: 70,0—74,7 m. — 3. Dolomitlisztes agyag. Németbánya-1000. f.: 5,0—8,0 m. — 4. Dolomittartalmú agyag. Bakonyszentlászló-5. f.: 427,6—428,7 m. — 5. Agyagos kova. Rátkai-medence. — 6. Diatomás agyag. Szurdokpüspöki. — 7. Mangános agyag. Úrkút, Kislödi bányamező. — 8. Gipszes agyagkő. Mü-1. f.: 234,0—237,1 m.

Elemzők: 1—4. és 7.: Bauxitkutató Vállalat Laboratóriuma. — 5. OÉÁ Laboratóriuma, Mád. — 6. MÁFI Kémiai Laboratóriuma. — 8. Emszt M. (MÁFI).



22.30 ábra. A közberétegzett illit/szmektit szmektittartalmának és szerkezeti típusának a mélységtől és a hőmérséklettől való függése VICZIÁN (1985) szerint

Az ugyanazon fűrészhöz tartozó értékeket ferde vonalak jelzik. Az ezekre írt számok a szmektit-százalékok 1/10 részét jelentik (pl. 2=20%). A közberétegzettség típusok: SZ = Szabálytalan. — IS, ill. IS II: Az illit/szmektit-rendezettség típusa. — T = Tiszta (?) illit.

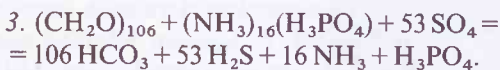
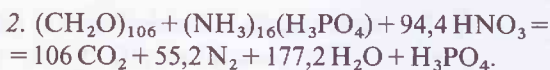
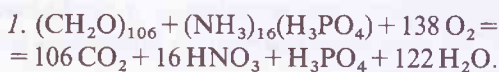
Formáció. Ennek a téglagyártásban hasznosított, szürke-zöldesszürke színű, a padostól a lemezességig változó rétegvastagságú képződménynek az összetevettségét 300—500 (max. 1000) m. Anyaga szerint kőzetlisztes-márgás agyag vagy kőzetlisztes agyagmárga (22.29 ábra). Domináns agyagásványa a jól kristályosodott illit; kevesebb a kaolinit és a klorit; montmorillonitot pedig csak helyenként tartalmaz (HEGYI-PAKÓ et al. 1973; 22.12 táblázat). Más hazai agyagok kémiai összetételét a 22.13 táblázat szemlélteti.

Az Alföld pannóniai medence kitöltésének fő agyagásványa VICZIÁN (1982, 1984a, 1985) szerint az illit (45—75%); a kevert rétegű agyagásványok mennyisége 0—30%, a klorit 5—15%, a kaolinit (homokkővekben) 0—45%. Az illit jól vagy közepesen jól rendezett; a mélyebb szintekben az IM típusban van jelen. A kevert rétegű ásványok klorit/vermikulit, illit/montmorillonit, klorit/montmorillonit és montmorillonit/klorit összetételűek. A 80 °C-nak megfelelő (kb. 1500 m-es) mélységig sem a szmektitek, sem a kevert rétegű ásványok részaránya nem változik. Innen 140 °C-ig (kb. 1500—3500 m között) gyors átalakulás észlelhető. 2500—3000 m mélységben a kaolinit elbomlik; 3000 m alatt eltűnik a montmorillonit/klorit és az ortoklász, nő az illit és a klorit mennyisége (22.30 ábra). Ezután az összetétel változatlan marad: a 10—20%-nyi szmektitet tartalmazó agyagásványok stabilnak mutatkoznak.

**22.627 A bitumenes agyagkőzetek („fekete palák”)** keletkezése a kevés oldott  $O_2$ -vel és sok  $H_2S$ -sel jellemzett, stagnáló vízü tengeri és csökkentsósvízi üledékgyűjtőkhöz kapcsolódik. Ezeknek az anoxikus és euxin fáciesű üledékeknek KRUMBEIN—SLOSS (1963) és PETTIOHN (1975) szerint

- a jelentős szervesanyag-tartalom,
- a sötét szín,
- a különleges nyomelem-társulás,
- a szegényes fauna és
- a finomrétegeség

a jellemzője. Képződésük vegyi folyamatai eltérnek a rendes üledékképződési viszonyoktól. A mélyvizek felfrissülését gátló sűrűségeloszlás vagy fenékmorfológia miatt pangó víztömegben ui. GOLDHABER (1978) szerint a következő kémiai reakciók játszódnak le (vázlatosan):



Ezek eredményeképpen a tengervízbe fölös mennyiségű foszfát, ammónia és mérgező  $H_2S$  kerül. A jelenkori  $O_2$ -mentes rendszerek egy része állandóan fennáll, más része szakaszosan létezik. Közülük a Fekete-tenger üledékképződése a legismertebb (I. kötet, 10.69. fejezet). Itt a víz oldott  $O_2$ -tartalma már 130 m-ben 1 millimol/l alá csökken, 250 m alatt pedig megszűnik. A  $H_2S$ -koncentráció maximuma 0,3 millimol/l. Az üledék sötét színét részint a kolloid FeS kiválása és piritté kristályosodása, részint az  $O_2$  hiányában fennmaradó szerves anyag okozza. Az eredetileg szürke színeződés feketévé alakításában a szerves anyag diagenetikus polimerizációja is szerepet játszik. A finom terrigén törmelék és szerves anyag elegyből álló, sötét színű szapropélitet 0,1—0,2 mm vastagságú, világos sávok tagolják, amelyek anyaga nanofossziliák apró karbonátos vázelemeiből áll. A szapropélit-képződés nem annyira a víz  $C_{org}$ -tartalmának mennyiségétől, hanem az  $O_2$  hiányától függ. A Fekete-tenger 2000 m mélységében megállapított 1—5%-nyi  $C_{org}$ -tartalommal szemben ui. a Kaliforniai-öböl D-i részének 1,5 millimol/l  $O_2$ -t tartalmazó vízből lerakódó üledékek 5%-nyi szerves anyagot tartalmaznak (GOLDHABER 1978).

A bentosz-szervezetek vízben oldott minimális  $O_2$ -szükséglete pedig 0,1—1 millimol/l (RHOADS—MORSE 1971). Érthető, hogy a Fekete-tenger partközeli részének bentonikus faunája már 130 m alatt erősen meg-

ritkul. A bentosz elszegényedése és hiánya egyik jellemző következménye az euxin viszonyok kialakulásának. A mélyebb vizek és az üledék szervesanyag-tartalma a „planktoneső”-ből származik.

A szerves anyag adszorpciója révén a legtöbb fekete palában feldúsul a Mo, Cu, és az U (SWANSON 1961; VINE—TOURTELOT 1970). Az urán mennyisége 0,005—0,01%-ot is elérhet. Ilyen lehet az Upponyi-hegység Tapolcsányi Formációjának anyaga is.

A bitumenes agyagkőzetek különleges típusát képviselő németországi felső-perm korú, zechstein „réz-pala” Cu, Pb és Zn dúsulása helyenként kitermelésre érdemes. A Cu középtérteke 1% feletti (maximuma 10,4%); a Zn és a Pb részaránya némileg kisebb 1%-nál (WEDPHOL 1964). A felső-permi melléktenger e sötét színű, finomsávos-leveles szapropélitjének fémtartalma a fekvőben levő Rotliegend vörös, vasdús üledékeinek kilúgzásából származik. A vörös homokkővek Fe-oxidjaiban levő elemek a  $H_2S$ -tartalmú stagnáló vízzel való elárasztás után a  $Fe^{3+}$ -nak  $Fe^{2+}$ -vé redukálódása közben a rothadó iszap pórusvizébe kerültek, és itt szulfidok alakjában csapódtak ki. Kilúgzódása következtében a „vörösfekü” felső része kifakult, kifehéredett.

A felső-liász korú holzmadeni pala sötét, finomszemcsés palaösszetételének 5—19%-nyi szervesanyag-tartalma alifás szénhidrogénekből, aminosavakból és zsírsavakból áll. A bitumenes márgapalában bitumenes mészkőbetelepülések is vannak; az átlagos pirit-tartalom 4—8% (max. 17%). Agyagásványai: montmorillonit, kaolinit, illit. A szervesanyag-tartalom az ősmaradványok (foraminiferák, osztrakodák, moluszkák, lábasfejűek, pörgekarúak, tüskésbőrűek, rákok, halak és hüllők) környezetében dúsul. A palaösszlet felső, posidoniás részét megosztó világos, karbonátdús sávok — MÜLLER—BLASCHKE (1969) szerint a Fekete-tenger sávós ritmitjeihez hasonlóan — nanofossziliáktól erednek.

A Tessini Mészkoálpokban, Luganótól DDNy-ra feltárt középső-triász korú bitumenes agyagpala egy 2,5 m vastag, „Grenzbitumenezone” nevű szakaszában a szerves anyag mennyisége 55%-ot is elér; agyagásványai a posidoniás paláéval azonosak. A kőzetanyag a bitumenes, finomsávos agyagpala mellett bitumenes dolomitot és agyagos tuftot is tartalmaz. Pirit-tartalma csekély. Szerves anyagának összetétele RIEBER (1975) szerint a holzmadeni paláéval egyező. Nyomelemei közül kiemelkedő a P, Ti, V, Mn, Ni, Cr és U dúsulása. Ősmaradványtársasága is a holzmadeniéhez hasonló állatcsoportokból áll.

Euxin fáciesű üledékek PETTIOHN (1975) szerint már a prekambriumtól is ismeretesek. Az ugyancsak péliteles olajpalákat és alginiteket a III. kötet 31.24. fejezetében ismertetjük.

## 22.7 A PÉLITEK JELENTŐSÉGE

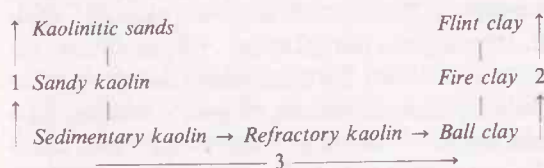
A pélités kőzetek egy része közvetlenül, más része csak bizonyos előkészítés után alkalmas felhasználásra. Ennek módja az anyag olvadáspontjától, a színező anyagok fajtájától és mennyiségétől, a karbonáttartalomtól, a szemcsemérettől, a homokfrakció mennyiségétől függően változik. A minőség megfelelő adalékanyagok hozzákeverésével javítható.

Java részüket az építő- és díszítőipar használja: téglala-, cserép- és cementgyártás, burkolóanyagok (klinker, kerámit, csempe), műszaki és díszporcelánok, szigetelő anyagok, fajansz- és kőagyag-edények, kerámiák készítése révén (ALBERT 1963, 1967).

Világszerte keresettek a sav- és tűzálló nemesagyagok, a kaolin és a bentonit. Agyagkőzetek adják a szoba- és épületfestékek alapanyagát: a fekete színűekhez széntartalmú fekete palát, a fehérekhez vasmentes, a sárga-barna színűekhez limonitos és mangános, a lila és vörös színűekhez pedig bauxitos agyagot használnak.

Az angolszász irodalomban a kaolinos nyersanyagokra nézve elterjedt elnevezések közül (22.14 táblázat) a *ball clay* a képlékeny, könnyen nedvesíthető kaolinos agyagot jelöli. Ez tömörödvé elveszti képlékenységet és agyagkővé (*flint clay*) keményedik. A harmadkori *ball clay* és a karbon időszaki *fire clay* rendezetlen kaolinitet tartalmaz. A magyarban a *refractory clay*, *ball clay* és *fire clay* típust nem választják szét: egyformán tűzálló agyagnak nevezik.

22.14. táblázat. A kaolinites nyersanyagok angol elnevezése\*



\* BRISTOW (1980) szerint.

Az 1. nyíl a homoktartalom, a 2. a tömörség növekedését, a 3. az illittartalom emelkedését fejezi ki (max. 30%-ig). A 3. nyíl irányában csökken a szemcsenagyság és a kaolinit rendezettség is.

A vékonyabb-vastagabb, de többnyire nagy területi elterjedésű kaolin- és bentonitcsíkokat rétegtani párhuzamosításra sok helyütt jó eredménnyel használják.

A bentonitot főleg öntőminták és fűróiszap készítésénél, a kémiai iparban zsírok és olajok finomításánál, a papírgyártásban, az ivó- és az ipari víz lágyításában, szerves anyagok kiszűrésében és — a zeolitokkal együtt — a talajjavításban hasznosítják.

A glaukonitból sav- és lúgálló festékeket állítanak elő; ezenkívül vízlágyításra, egyes vidékeken pedig a

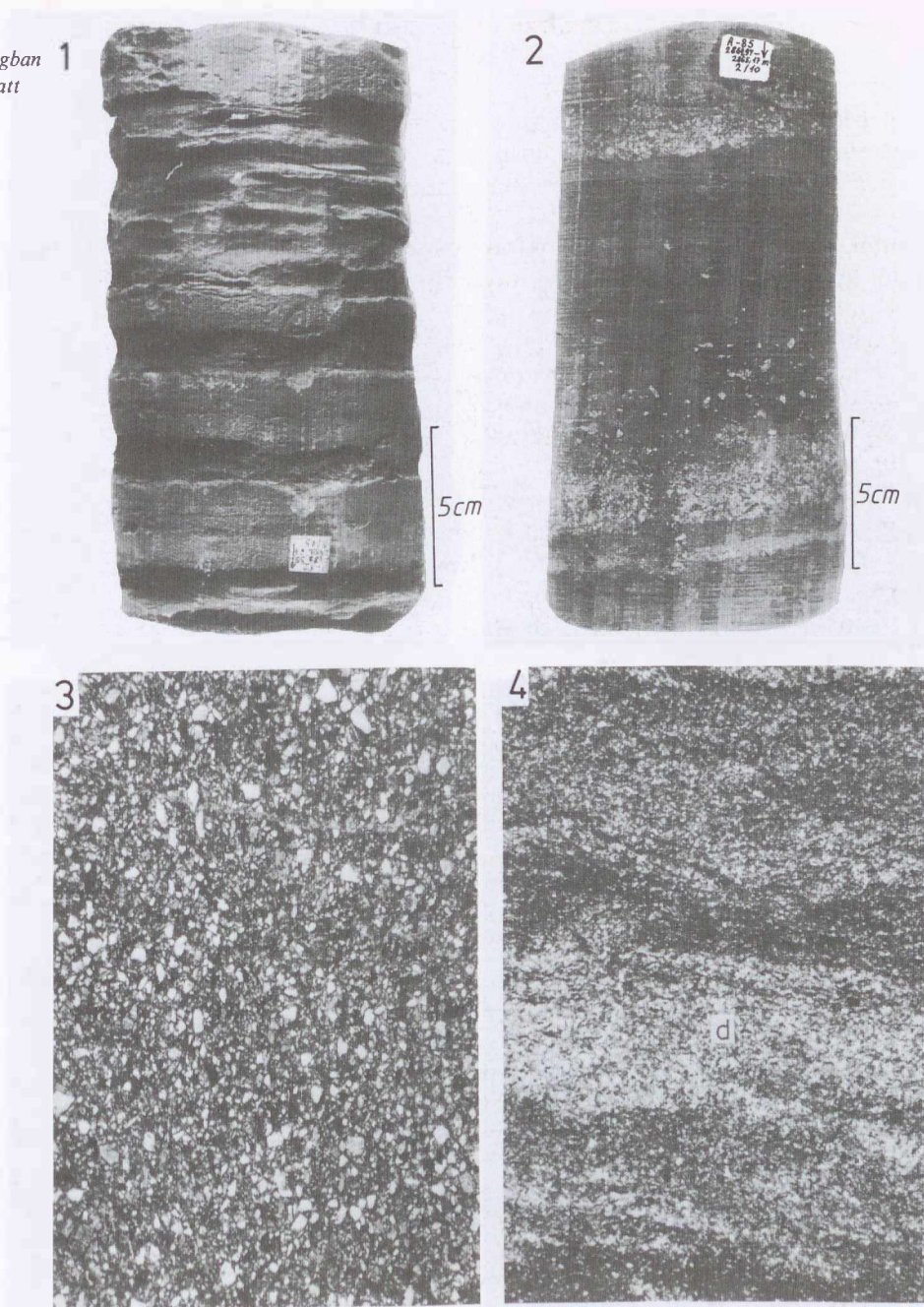
talaj vízmegkötő és termőképességének javítására alkalmazzák.

A bioszféra fenntartásához nélkülözhetetlen talajok vízfellevő képessége (vízkapacitása) nem kismértékben agyagásványaik sajátágain, a gyökérlégzést és a kapillaris vízemelkedést biztosító morzsalékos voltukon múlik. Az ártéri aleuritokon létrejött termőtalajok a legjobbak közé tartoznak.

A szerves anyagban dús agyagos üledékek a szénhidrogének anyakőzetének tekinthetők (III. kötet, 31.23. fejezet). A finom aleurolitok az argillitokkal együtt a szénhidrogéncsapdák lezárásában játszanak fontos szerepet. A kis karbonáttartalmú durva aleuritok kedvező porozitásuk révén szénhidrogén- és víztárolásra is alkalmasak. A kőolaj és földgáztelepeket megosztó betelepüléseik azonban — a tároló-heterogenitás növelése következtében — kitermelési nehézségeket okoznak.

Fontos szerepet játszanak a kőszéntelepeket lefedő pélitik a szénülési folyamatokban (III. kötet, 31.1. fejezet). A felszíni agyagásvány-társulások hőmérsékletfüggő átalakulásának felismerése lehetővé teszi a dia- és metagenézisen átment kőzetek képződési hőmérsékletének és mélységének a megállapítását (KÜBLER 1984). A kőszéntelepeket kísérő meddő szénpalák, szenes agyagok és aleur(ol)itok nyomelem-tartalmuk révén válhatnak hasznossá. Mind a felszíni, mind a felszín alatti vízháztartásban meghatározó a finom aleuritok és az agyagok viszonylag nagy vízzáró képessége. Ezeknek a durvaszemcsés üledékekkel való váltakozása egymástól elkülönülő (egymás melletti vagy egymás feletti) rétegvízszintek kialakulását teszi lehetővé. Agyagos kifejlődéseknek a víztároló kőzettestek közötti elhelyezkedése szabályozza a csapadék-víz felszín alatti mozgását és átalakulását. Bár az agyagos kőzetek szűrőképességét — az átszivárgás lassúsága miatt — általában kicsinynek ítélik, földtani idők alatt az mégis hatásos lehet.

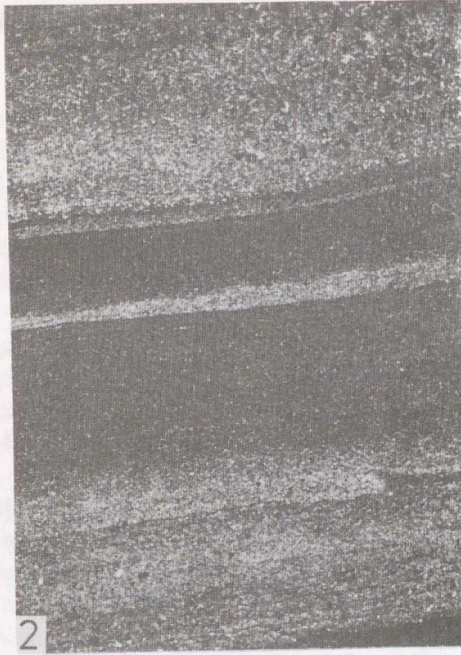
Az egykori szárazföldi időszakok éghajlati rekonstrukciója szempontjából fontos a fosszilis mállási kergek kutatása. Ezek fő agyagásványa — az egykori klimatikus feltételeknek megfelelően — a kaolinit, a szmektit vagy az illit + klorit együttes lehet. Ezek értékelésénél figyelembe kell azonban venni, hogy a fosszilis talajszelvények egy része lepusztulhatott, másrészt az idősebb mállási kergek még a tektonikailag nyugodt területeken is jelentékeny diagenetikusan átalakuláson mehettek keresztül. A mállásnak a KÜBLER-indexre gyakorolt módosító hatását egy alpesi alagút építéskor 90 m felszín alatti mélységig észlelték.



1. Sötétszürke, vékony rétegű, agyagos palás aleurit. — Algyő A-82. sz. fűrész: 2489,35—2489,57 m. — Az alsó-pannon magasabb része. — In: BALOGH K. 1973. — Foto: KISS LAJOS
2. Finomhomokos meszes aleurit és a zagyszállítással belégyazódott durva homokkőszávok felhős átmenete. — Algyő A-85. sz. fűrész: 2864,97—2865,17 m. — Az alsó-pannóniai alapkonglomerátum közvetlen fedője. — In: BALOGH K. 1973. — Foto: KISS LAJOS
3. Durva aleurit fehér kvarchomok- és fekete piritszemcsékkel. — Rudabánya Rb-488. sz. fűrész: 168,0—172,5 m. — A Putnoki Slir Formáció (felső-egerien-eggenburgi emelet). — Foto: SZENTPÉTERY ILDIKÓ. — 1N, 6,2 ×
4. Aleurit dolomárga lemezzel (*d*). — Alsószalmavár Asz-I. sz. fűrész: 436 m. — Alsó-triász: Arácsi Márga Formáció. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 1N, 16 ×

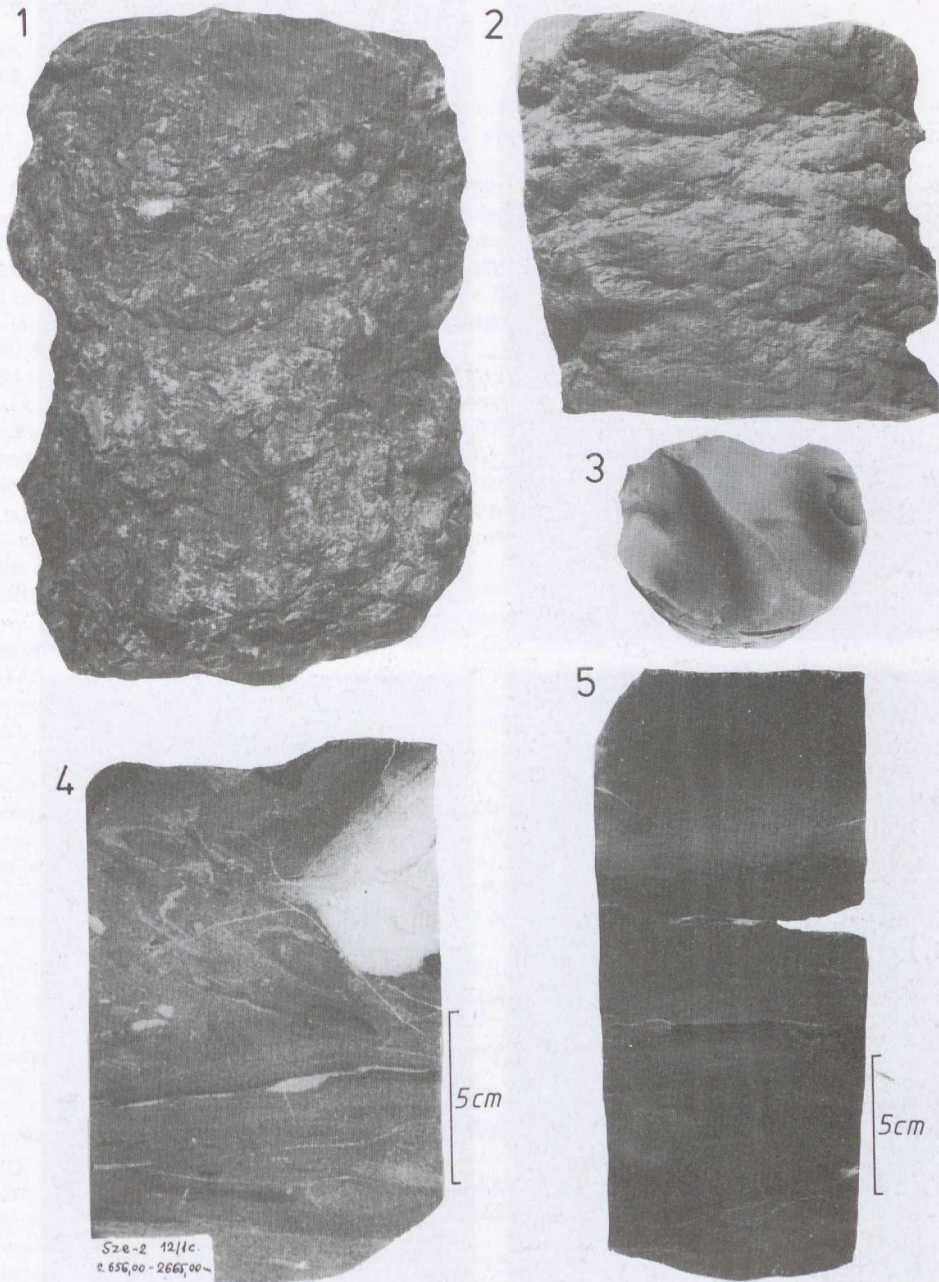
22.2. tábla

*Aleurit, dolomitmárga,  
márga, bentonit  
szöveti képe*



1. Bioturbációval megzavart, lemezes, dolomitos durva aleurolit. — Bakonyszűcs Bszű-3. sz. fúrás: 865,8 m. — Alsó-triász: Csopaki Márga Formáció. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 1N, 6 ×
2. Változó mennyiségű, kvarc anyagú kőzetlisztet tartalmazó, lemezes dolomárga. — Bakonyszűcs Bszű-3. sz. fúrás: 766,6 m. — Alsó-triász: Csopaki Márga Formáció. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 1N, 6 ×
3. Irányított szövetű márga, kagylóhéjakkal. — Bakonyoszlop-405. sz. fúrás: 123,5–123,7 m. — Foto: TÓTH KÁLMÁN—KOVÁCS ÁRPÁD. — 1N, 9,7 ×
4. Bentonit sötét kaolinpettyekkel. — Rátka–Hercegeköves. — Foto: TÓTH KÁLMÁN—KOVÁCS ÁRPÁD. — 2 N, 60 ×

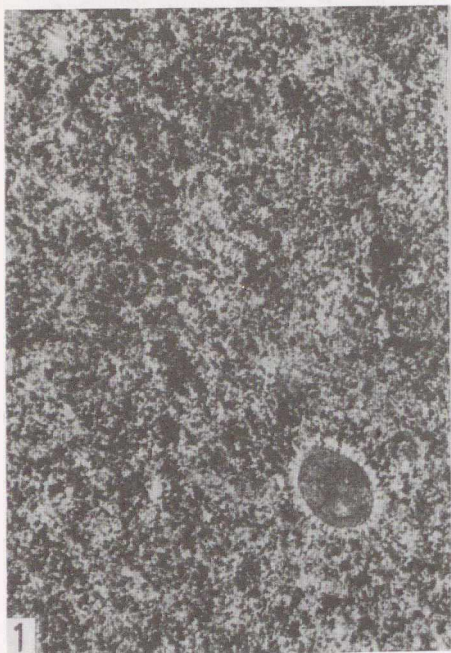
22.3. tábla  
Agyag,  
agyagmárga,  
márga



1. Szemcsés elválású agyag. — Bakonyjákó-118. sz. fúrás: 87,2—88,2 m. — Foto: KOVÁCS ÁRPÁD. — 1,2×
2. Gumós szerkezetű agyag. — Nagytevel-2. sz. fúrás: 219 m. — Foto: KOVÁCS ÁRPÁD. — 0,7×
3. Kagylós törésű agyagmárga. — Tükrösmajor-54. sz. fúrás: 100,8—105,4 m. — Foto: KOVÁCS ÁRPÁD. — 0,5×
4. Finomhomokos-közetlisztes márga, alul szaggatott horizontális, felül iszapmozgás miatt meggyürt réteglemezekkel. — Szeged-2. sz. fúrás: 2656,0—2665,00 m. — Középső-miocén: bádeni emelet. — Felületi csiszolat. — *In:* BALOGH K. 1973. — Foto: KISS LAJOS

A fehér foltok: piritlencsék.

5. Megszakadó horizontális mikrorétegzésű márga igen finom közetliszt-lemezekkel és -lencsékkel. — Szeged-2. sz. fúrás: 2593,18—2593,58 m. — Az alsó-pannóniai márga-mészmárga összletből. — *In:* BALOGH K. 1973. — Felületi csiszolat. — Foto: KISS LAJOS



1. Agyappala átkristályosodott alapanyaga Radiolaria-átmetszettel. — Bükk hegység. — 1N, 119 ×
2. Agyappala, a rétegzés síkját el metsző klivázsokkal. — Rudabányai-hegység. — 1N, 31 ×
3. Aleurit- és agyappala lemezek váltakozása, a nyomás irányára merőlegesen megnyúlt (továbbnövekedett) törmelékes kvarcsemcsékkel. — Bükk hegység. — 1N, 119 ×
4. Fillit. — Rudabányai-hegység. — 1N, 119 ×

- ALBERT J. 1963: A téгла- és cserépipar agyagtelepülései, az agyagok műszaki és gyártástechnológiai jellemzői. — *Építőanyagipari Központi Kutató Int. Tud. Közl.*, **7**, 405 p.
- ALBERT J. 1967: Téglagyagok és felhasználásuk a durvakerámiai iparban. — *Szilikátkémiai Monogr.*, **9**, 172 p.
- ALLEN, J. R. L. 1965: A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments. — *Sedimentology*, **5**, 89—191.
- AL-RAWY, Y. 1983: Origin of red color in the Gernes Formation (Eocene), northeastern Iraq. — *Sediment. Geol.*, **35**, 177—197.
- ATTERBERG, A. 1905: Die rationelle Klassifikation der Sande und Kiese. — *Chem. Zeitung*, **29**, 195—198.
- AUBOUIN, J.—BROUSSE, R.—LEHMAN, J. P. 1975: *Précis de géologie. I. Pétrologie.* — (2ème édit.) — Paris: Dunod.
- ÁRKAI, P. 1978: Pumpellyit—prehnite—quartz facies Alpine metamorphism in the middle Triassic volcanogenic—sedimentary sequence of the Bükk mountains, northeast Hungary. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **17**, 1—3, 67—83.
- ÁRKAI, P.—TÓTH, M. N. 1983: Illite crystallinity: combined effects of domain size and lattice distortion. — *Acta Geol. Hung.*, **26**, 3—4, 341—358.
- ÁRKAI, P.—VICZIÁN I. 1975: Agyagásványok átalakulása üledékes kőzetekben. — *MTA X. Oszt. Közlem.*, **8**, 3—4, 373—381.
- BALOGH K. 1973: Dél-alföldi neogén transzgressziós rétegsorok üledékjegyei. — *Földt. Közl.*, **103**, 3—4, 251—269.
- BANDEL, K.—KNITTER, H. 1983: Litho- und biofazielle Untersuchungen eines Posidonienschiefer-Profiles in Oberfranken. — *Geol. Blätter f. Nordost-Bayern u. angrenzende Gebiete*, **32**, 3—4, 95—129.
- BAAS-BECKING, L. G. M.—KAPLAN, L. R.—MOORE, D. 1960: Limits of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. — *J. Geol.*, **68**, 243—284.
- BÁRDOSY GY. 1961: Üledékes kőzeteink nevezékatanának kérdései. — *Földt. Közl.*, **91**, 1, 44—64.
- BENNETT, R. H.—HULBERT, M. H. 1986: *Clay Microstructure.* — Dordrecht—Boston—Lancaster: D. Reichel, 161 p.
- BERGER, W. H. 1978: Pelagic sedimentation, pelagic sediments. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 544—558.
- BÉRCZI, I.—VICZIÁN, I. 1974: Clay minerals of Neogene sedimentary sequence in Southern Hungary. — *Proc. X. Congr. Carpatho-Balkan Geol. Ass., Bratislava, Sect. II*, 7—17.
- BISCAYE, P. E. 1965: Mineralogy and sedimentation of Recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, 803—832.
- BISCAYE, P. E. 1978: Clays, deep sea. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 157—159.
- BLATT, H. 1982: *Sedimentary Petrology.* — San Francisco: Freeman, 564 p.
- BONATTI, E. 1963: Zeolites in Pacific pelagic sediments. — *Transact. New York Acad. Sci.*, **25**, 938—948.
- BONDOR L. 1960: Magyarországi glaukonitos kőzetek üledéktani vizsgálata. — *Földt. Közl.*, **90**, 293—302.
- BONDOR L. 1970—71: Glaukonitképződés hazai koraharmadkori üledékekben. — *Fragmenta Miner. Pal.*, **2**, 57—126.
- BOROVEC, Z. 1983: Co, Ni and Cu adsorption on clay minerals and its relation to cation exchange capacity. — *Časopis Min. Geol.*, **28**, 2, 113—126.
- BOWLES, F. A. 1978: Clay as sediment. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 139—148.
- BRISTOW, C. M. 1980: A classification for sedimentary kaolinitic formations of economic importance. — *Acta Min. Petr. Szeged*, **24**, 19—25.
- BURGER, K. 1982a: Tonmineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. — *Schweizer. miner. petrogr. Mitteilungen*, **62**, 369—414.
- BURGER, K. 1982b: Kohlenlonsteine als Zeitmarken, ihre Verbreitung und ihre Bedeutung für die Exploration und Exploitation von Kohlenlagerstätten. — *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, **133**, 201—255.
- BURNETT, W. C. 1980: Apatite—glauconite associations of Peru and Chile: palaeo-oceanographic implications. — *J. Geol. Soc. London*, **137**, 6, 757—764.
- BUTUZOVA, G. JU. 1984: Mineralogija i nekotoreü aszpektü genezisa metallonosznüh oszadkov Krasznogo morja. — Szooobszcsenie I. Mineral'nüj szosztav rudnogo vescsesztva. — Szooobszcsenie II. Osznovnüe processzü mineralo- i rudoobrazovanija vo vpadine Atlantisz-II. — *Litol. i polezn. iszkop.*, **2**, 3—22; **4**, 11—32.
- CAMBEL, B.—KUHN, M. 1983: Geochemical characteristics of black shales from the ore-bearing complex of strata of the Malé Karpaty Mts. — *Geol. Zbornik*, **34**, 3, 259—382.
- CAROZZI, A. V. 1960: *Microscopic Sedimentary Petrography.* — New York—London: Wiley & Sons, 485 p.
- CHAMLEY, H. 1989: *Sedimentology.* — Berlin, etc.: Springer, 623 p.
- CHESTER, R.—ELDERFIELD, H.—GRIFFIN, J. J.—JOHNSON, L. R.—PADGHAM, R. C. 1972: Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. — *Mar. Geol.*, **13**, 2, 91—105.
- CLARKE, F. W. 1924: Data of Geochemistry. — *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 770—841.
- CLUFF, R. M.—REINBOLD, M. L.—LINEBACK, J. A. 1981: The New Albany Shale group of Illinois. — *Illinois Inst. Natur. Resourc.*, **C 518**.
- CODY, R. D. 1971: Adsorption and reliability of trace elements as environment indicators of shales. — *J. Sed. Petrol.*, **41**, 461—471.
- CORRENS, C. W. 1939: Pelagic sediments in the North Atlantic Ocean. — *Recent Marine Sediments.* — *Sympos. AAPG*, 373—395.
- CSALAGOVITS I.—VÍGHNE FEJES M. 1969: A Mecsek hegység alsóliász köszénösszlete. — *Geokémia.* — A meddőkőzetek és a köszén nyomelemei. — *MÁFI Évk.*, **51**, 2, 517—574.
- DEAN, E. D.—LEINEN, M.—STOW, D. A. V. 1985: Classification of deep-sea, fine-grained sediments. — *J. Sed. Petrol.*, **55**, 2, 250—256.
- DONNELLY, T. W. 1982: Worldwide continental denudation and climatic deterioration during the late Tertiary. Evidence from deep-sea sediments. — *Geology*, **10**, 9, 450—451.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. 1970: The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. — *Sedimentology*, **15**, 281—346.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. 1978: Clay — diagenesis. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 149—152.
- EHLMANN, A. J. 1978: Glauconite. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 364—366.
- EINSELE, G. 1983: Mechanismus und Tiefgang der Verwitterung bei mesozoischen Ton- und Mergelsteinen. — *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **134**, 289—315.
- ERDÉLYI M. 1961—62: Külső Somogy vízföldtana. — *Hidr. Közl.*, **41**, 6, 445—458.

- FLEET, A. J.—BUCKLEY, H. A.—JOHNSON, L. R. 1980: The rare element geochemistry of glauconites and celadonites. — *J. Geol. Soc. London*, **137**, 683—688.
- FLÜGEL, H. W.—WALITZ, E. M. 1968: Regelung und Porosität in Tonmergeln des Wiener Beckens. — *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, **1968**, 1, 1—10.
- FÖLDVÁRI M. 1986: A földtani kutatásban alkalmazott termoanalitikai módszerek. — *Módszertani Közlem.*, **9**, 1986/1. Budapest: MÁFI, 70 p.
- FÖLDVÁRI M.—BALOGH KADOSA 1984: K/Ar kormeghatározások módszertani elemzése magyarországi glaukonitos üledékeken. — *MÁFI Évi Jel.*, **1982**, 479—489.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1958: *A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyagkutatásban.* — MÁFI Alkalmi Kiadv., 92 p.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1975: *A területi geokémiai kutatás elméleti és gyakorlati módszerei.* — MÁFI Alkalmi Kiadv., 240 p.
- FÜCHTBAUER, H. 1978: Clastic sediments — Lithification and diagenesis. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 132—136.
- FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 130—274, ill. 537—548.
- GAIDA, K.-H. et al. 1981: Lithologische, mineralogische und organisch-geochemische Untersuchungen an Tonsteinen und Tonmergelsteinen der Unterkreide Nordwestdeutschlands (unter Berücksichtigung der Schwarzschiefer). — Hannover: *Geol. Jahrb. Reihe A*, **58**, 15—47.
- GALLICHER, E. W. 1935: Glauconite genesis. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **46**, 1351—1365.
- GALLICHER, E. W. 1939: Biotite-glauconite transformation and associated minerals. — In: TRASK, P. D. (ed.): *Recent Marine Sediments.* — Tulsa, Okla.: AAPG, 736 p.
- GEHMAN, JR., H. M. (1962): Organic matter in limestone. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **26**, 885—897.
- Genese des Kaolins*, 1978. — V. Internat. Sympos. Dresden, 14—20. Sept. 1975.
- GIBBS, R. J. 1967: The geochemistry of the Amazonas River system. Part I. The features that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **78**, 10, 1203—1232.
- GIBBS, R. J. 1973: The bottom sediments of the Amazon shelf and tropical Atlantic Ocean. — *Marine Geol.*, **14**, 1139—1145.
- GILLOT, J. E. 1987: Clay in Engineering Geology. — *Development in Geotech. Engin.*, **41**, Amsterdam, etc.: Elsevier, 468 p.
- GOLDBERG, S.—GLAUBIG, R. A. 1987: Effect of saturating cations, pH, and aluminium and iron oxide on the flocculation of kaolinit and montmorillonite. — *Clays and Clay Minerals*, **35**, 3, 220—227.
- GOLDHABER, M. 1978: Euxinic facies. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 296—300.
- GOLDSCHMIDT, V. H. 1926: Probleme und Methoden der Geochemie. — *Gerlands Beitr. Geophysik*, **15**, 38.
- GREENSMITH, J. T. (ed.) 1981: *Petrology of the Sedimentary Rocks.* — London: G. Allen & Unwin, 241 p.
- GRIFFIN, J. J.—WINDOM, H.—GOLDBERG, E. D. 1968: The distribution of clay minerals in the world ocean. — *Deep-sea Research*, **15**, 433—459.
- GRIM, R. E. 1953: *Clay Mineralogy.* — New York, etc: McGraw-Hill, 384 p.
- GRIM, R. E. 1962: *Applied Clay Mineralogy.* — New York, etc.: McGraw-Hill, 422 p.
- GRIM, R. E.—ALLEN, V. T. 1938: Petrology of the Pennsylvanian underclays of Illionois. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **49**, 1485—1513.
- GRIM, R. E.—GÜVEN, N. 1978: Bentonites. Geology, Mineralogy Properties and Uses: — *Developments in Sedimentology*, **24**, Amsterdam; Elsevier, 256 p.
- GROUSSET, F.—PEYPOUQUET, J. P. 1984: Quaternary sedimentogenesis of the Mid-Atlantic Ridge environment. (Abstract.) — *27th Intern. Geol. Congr. Moscow, 1984.* — *Abstracts II. Sect. 04, Sedimentology*, 73—74.
- GROUT, F. F. 1925: Relation of texture and composition of clays. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **36**, 393—416.
- GUILLEVIN, Y. 1979: *Éléments de pétrographie des évaporites oligocènes des bassins de la Bresse et de Valence (Est de la France, Vallée de la Saône et du Rhône).* — *Dépôts évaporitiques.* — Paris: Édit. Technip, 268 p.
- HALMAI J.—JÁMBOR Á. 1982: A Tengelic-2. sz. fúrás földtani eredményei. — *MÁFI Évk.*, **65**, 91 p.
- HEGYI-PAKÓ, J.—PÉTER, É.—VITÁLIS, Gy. 1973: Minéraux argileux de „l'argile de Kiscell” de l'oligocène moyen (du Rupélien). — *IXth Congr. Carpatho-Balkan Geol. Ass.*, **4**, 341—348.
- HINZE, C.—MEISCHNER, D. 1968: Gibt es rezente Rot-Sedimente in der Adria? — *Marine Geol.*, **6**, 53—71.
- HÜANG, W. H. 1976: Genesis of kaolinite in swamp environments. (Abstract.) — *25th Intern. Geol. Congr., Sidney, 1976. Abstracts*, **3**, *Symp. 104, 2. Correlation of kaolin genesis and age*, 753 p.
- HUNT, M. J. 1962: Geochemical data on organic matter in sediments. — *Wissensch. Tagung f. Erdölbergbau*, **II**, 1, 394—412.
- HYNE, N. J.—LAIDIG, L. W.—COOPER, W. A. 1977: Prodelta sedimentation on a lacustrine delta by clay mineral flocculation. — *J. Sed. Petrol.*, **49**, 4, 1209—1216.
- IJIMA, A. 1984: A petrochemical aspect of the zeolite formation in volcanoclastic rocks. — *Proceed. 27th Internat. Geol. Congr.*, **4** (*Sedimentology*), 29—52, VNU Science Press.
- IMBRIE, J.—POLDERVAART, A. 1959: Mineral composition calculated from chemical analyses of sedimentary rocks. — *J. Sed. Petrol.*, **29**, 588—593.
- IVANOVA, N. V.—VOLKOVA, A. N.—REKSINSZKAJA, L. G.—KONÜSEVA, R. A. 1979: Piroklaszticeszkij material ugenosznüh otlozsenij Doneckogo basszejna i ego diagnosztika. — *Litol. i. polezn. iszkop.*, **6**, 71—80.
- JÁMBOR Á. 1970: Az üledékes agyagkőzetek osztályozásának szöveti szempontjai. — *MÁFI Évi Jel.*, **1968**, 413—421.
- JÁMBOR Á. 1973: Az agyagos kőzetek fáciesének meghatározása. — *Földt. Közl.*, **103**, 3—4, 345—354.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — *MÁFI Évk.*, **62**, 158 p.
- JOHNSTON, J. P. 1970: Measurement in a three-dimensional turbulent boundary layer induced by a swept, forward-facing step. — *J. Fluid. Mech.*, **42**, 823—844.
- KIRSCH, H. 1961: Silikatische Rohstoffe aus dem Steinkohlenbergbau. — *Keram. Z.*, **6**, 297—299.
- KIRSCH, H. J. 1966: Chlorite-illite tonstein in high-rank coals from Queensland, Australia: Notes on regional epigenetic grade and coal rank. — *Amer. J. Sci.*, **264**, 386—397.
- KIRSCH, H. J. 1980: Illite crystallinity and coal rank associated with lowest-grade metamorphism of the Toreyane grauwacke in the Helvetic zone of the Swiss Alps. — *Eclogae geol. Helv.*, **73**, 3, 753—777.
- KLEB B. 1973: A mecseki pannon földtana. — *MÁFI Évk.*, **53**, 3, 745—891.
- KNIGHT, W. C. 1884: Bentonite. — *Engl. Min. J.*, **66**, 491 p.
- KONTA, J. 1985a: Mineralogy and chemical maturity of suspended matter in major rivers sampled under the SCOPE/UNEP Project. — *Mitt. Geol.—Pal. Inst. Univ. Hamburg.* — *SCOPE/UNEP Sonderband*, **58**, 569—592.
- KONTA, J. (ed.) 1985b: *5th Meeting of the European Clay Groups 1983.* — Praha: Universita Kralova, 624 p.

- KOSSOVSKAYA, A. G. 1984: Specific features of sedimentary mineral processes in oceans and continents. — *Proc. 27th Internat. Geol. Congr.*, 4. *Sedimentology*, Moscow: VNU Science Press, 15—28.
- KOSSOVSKAJA, A. G.—SUTOV, V. D. 1984: Nacsal'naja kontinentalizacija okeaniceszskoj korü. — Szooobszenie I. Mineraloobrazovanie v oszadocsnom csehle okeanov. — *Litol. i. polezn. iszkop.*, 2, 23—37.
- KRANEK, K. 1973: Flocculation of suspended sediments in the sea. — *Nature*, 246, 348—350.
- KRUMBEIN, W. C.—PETTIJOHN, F. J. 1938: *Manual of Sedimentary Petrography*. — New York: Appleton, 549 p.
- KRUMBEIN, W. C.—SLOSS, L. L. 1963: *Stratigraphy and Sedimentation*. — 2nd edit. — San Francisco: Freeman, 660 p.
- KRÜLOV, A. JA.—LISZICÛNA, N. A.—MAZINA, T. I.—SZILIN, JU. I.—COVBUN, JA. M. 1984: Vozrasztnüe metki ilov szevernoj csaszti Tihogo okeana. — *Litol. i. polezn. iszkop.*, 2, 23—37.
- KÜBLER, B. 1967: Anchimétamorphisme et schistosité. — *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 1, 2, 259—278.
- KÜBLER, B. 1973: La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de la transformation d'un sédiment. — *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 7, 2, 543—556.
- KÜBLER, B. 1984: Les indicateurs de transformations physiques et chimiques dans la diagenèse. Température et calorimétrie. — In: LAGACHE, M. (ed.): *Thermométrie et barométrie géologique*, 2, Chap. 14. Paris: Soc. Franç. Min. Crist.
- LAMBE, T. W. 1958: The structure of composite clay. — *Journ. Soil Mechanics, Found. Divis.*, 84.
- LARESE, R. E.—HEALD, M. T. 1977: Petrography of selected Devonian shale core samples from the CGTC 20403 and CGSC 11940, Wells, Lincoln and Jackson counties, West Virginia. — *U. S. Dept. of Energy, MERC/CR-77-6*, 26 p.
- L'HERMINIER, R. 1961: *Mécanique des sols*. — Paris: Masson.
- LIEBAU, F. 1985: *Structural Chemistry of Silicates*. — *Structure, Banding and Classification*. — Berlin, etc.: Springer, 347 p.
- LIPKINA, M. I. 1980: Glaukonitonosznie periodü podvodnüh vulkaniceszkij kor Japonszkogo morja. — *Litologija i polez. iszkop.*, 4, 44—54.
- LIPPMANN, F. 1979: Stabilitätsbeziehungen der Tominerale. — *N. Jb. Miner., Abh.*, 136, 3, 287—309.
- LIPPMANN, F. 1981: Stability diagrams involving clay minerals. — *8th Conf. Clay Min. Petr., Teplice, 1979*, 153—171.
- LIPPMANN, F. 1982: The thermodynamic status of clay minerals. — In: OLPHEN, H. VAN—VENIALE, F. (eds): *Internat. Clay Conf., Bologna and Pavia, 1981*. — Amsterdam, etc.: Elsevier, *Developments in Sedimentology* 35.
- LISZICÛN, A. P.—GORBUNOVA, Z. N. 1981: Glinisztnüe mineralü i klimaticeszskaja zonal'noszt'. — In: LISZICÛN, A. P.—GERMANOVICS, D. E. (ed.): *Klimaticeszskaja zonal'noszt' i oszadkoobrazovanie*. — Moskva: Nauka, 160—171.
- LISZICÛNA, N. A.—BUTUZOVA, G. JU. 1981: Litologo-facial'nüe tipü donnüh oszadkov zapadnoj csaszti Indijszkogo okeana (profil' o. Madagaszkar—Central'naja kotlovina). — *Litol. i. polezn. iszkop.*, 6, 3—12.
- LOGVINENKO, N. 1982: Origin of glauconite in the Recent bottom sediments of the ocean. — *Sedim. Geol.*, 31, 1, 43—48.
- LOUGHNAN, F. C. 1962: Some Tonstein-like rocks from New South Wales, Australia. — *N. Jb. Miner., Abh.*, 99, 29—44.
- LUCAS, J. 1962: La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias. — *Serv. Carte Géol. Alsace—Lorraine Mém.* 23, 202 p.
- MARTIN, R. T. 1965: Quantitative fabric of consolidated kaolinite. — *Mass. Inst. Techn. Dept. Civil Eng., Soils Publ.*, 179, 50 p.
- MAŠEK, J. 1963: Produkte des oberkarbonischen Vulkanismus im Mittelböhmischen Kohlenbecken und das Entstehungsproblem der sog. Tonsteine. — *N. Jb. Geol. Pal. Mh.*, 369—381.
- MCBRIDE, E. G. 1974: Significance of color in red, green, purple, olive, brown, and grey beds of Difunta Group, northeastern Mexico. — *J. Sed. Petrol.*, 44, 760—773.
- MCRAE, S. G. 1972: Glauconite. — *Earth Sci. Rev.*, 8, 397—440.
- MEADE, R. H. 1964: Removal of water and rearrangement of particles during the compaction of clayey sediments. Review. — *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 497B, 23 p.
- MEADE, R. H. 1966: Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands. (Review) — *J. Sed. Petrol.*, 36, 1085—1101.
- MIGNIOT, C. 1968: Étude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et leur compartement sous des actions hydrodynamiques. — *La Houille Blanche*, 7, 59—62.
- MIHÁLTZ I. 1967: A Dél-Alföld felszínközeli rétegeinek földtana. — *Földt. Közl.*, 97, 3, 294—307.
- MILLOT, G. 1970: *Geology of Clays*. — London: Chapman & Hall, 429 p.
- MILLOT, G. 1978: Clay — Genesis. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 152—156.
- MOON, C. F. 1972: The microstructure of clay sediments. — *Earth Sci. Rev.*, 8, 3, 303—322.
- MOORE, H. B.—KRUSE, P. A. 1956: A review of present knowledge of fecal pellets. — *Miami Univ. Inst. Marine Sci., Marine Lab. Rept.*, 13806, 25 p.
- MURRAY, J.—RENARD, A. F. 1891: *Report on deep-sea deposits based on specimens collected during the voyage of H. M. S. Challenger in the years 1872—1876*. — London: H. M. S. O., 525 p.
- MÜLLER, G. 1961: Die rezenten Sedimente im Golf von Neapel. 2. Mineral-Neu- und Umbildungen in den rezenten Sedimenten des Golfes von Neapel. Ein Beitrag zur Umwandlung vulkanischer Gläser durch Halmyrolyse. — *Beitr. Min. Petrogr.*, 8, 1—20.
- MÜLLER, G. 1967: Diagenesis in argillaceous sediments. — In: LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments*. — Amsterdam: Elsevier, 127—177.
- MÜLLER, G. 1969: Diagenetic changes in interstitial waters of Holocene Lake Constance sediments. — *Nature*, 224, 238—239.
- MÜLLER, G. 1979: Sedimentbildung im Plattensee/Ungarn. — *Naturwiss.*, 56, 606—615.
- MÜLLER, G.—BLASCHKE, R. 1969: Zur Entstehung des Posidonienschiefers (Lias ζ). — *Naturwiss.*, 56, 635.
- MÜLLER, G.—STOFFERS, P. 1974: Mineralogy and petrology of Black Sea basin sediments. — *AAPG Mem.* 20, 200—248. (The Black Sea — Geology, Chemistry, and Biology.)
- NEMECZ E. 1973: *Agyagászványok*. — Budapest: Akadémiai Kiadó, 507 p.
- NIGGLI, P. 1952: *Gesteine und Minerallagerstätten*. (2. Bd.) *Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. Tonige und tonig-karbonatige Pelite*. — Basel: Birkhäuser, 260—317.
- NIKOLAEVA, I. V. 1981: Autogennüe szedimentacionnüe obrazovanija v szovremennüh oszadkah sel'fovüh oblasztej. — In: LISZICÛN, A. P.—GERMANOVICS, D. E. (ed.): *Klimaticeszskaja zonal'noszt' i oszadkoobrazovanie*. — Moskva: Nauka, 67—73.
- O'BRIEN, N. R. 1964: Origin of Pennsylvanian underclays in the Illinois Basin. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 75, 823—832.
- ODIN, G. S.—LETOLLE, R. 1980: Glauconitization and phosphatization environments: a tentative comparison. — In: BENTOR, Y. K. (ed.): *Marine Phosphorites*. — *Geochemistry, Occurrence, Genesis*. — SEPM Spec. Publ., 29, 227—237.
- ODOM, I. E. 1967: Clay fabric and its relation to structured properties in mid-continent Pennsylvanian sediments. — *J. Sed. Petrol.*, 37, 610—623.
- ODOM, I. E.—PARHAM, W. E. 1968: Petrology of Pennsylvanian underclays in Illinois and their application to some mineral industries. — *Ill. St. Geol. Surv., Circ.* 429, 36 p.

- PAÁL T. 1976: A budai agyagok mérnökgeológiai összehasonlítása matematikai statisztikai alapon. — *Földt. Közl.*, **106**, 3, 229—256.
- PARHAM, W. E. 1964: Lateral clay mineral variations in certain Pennsylvanian underclays. — *Proc. 12th Conf. Clays and Clay Minerals*. — Pergamon Press, 581—602.
- PARHAM, W. E. 1966: Lateral variations of clay mineral assemblages in modern and ancient sediments. — *Proc. Internat. Clay. Conf.*, **1**, 136—145.
- PETTIOHN, F. J. 1957 és 1975: *Sedimentary Rocks*. (1. és 3. kiadás) — New York: Harper & Row, 718, ill. 628 p.
- PORRENGA, D. H. 1966: Clay minerals in Recent sediments of the Niger Delta. — *Clays and Clay Minerals*, **14**. — *Proc. 16th Nat. Conf. on Clays and Clay Minerals*. — Oxford—New York: Pergamon Press, 221—233.
- POTTER, P. E.—PETTIOHN, F. J. 1977: *Paleocurrents and Basin Analysis*. (2nd edit.) — Berlin: Springer, 296 p.
- POTTER, P. E.—MAYNARD, J. B.—PRYOR, W. A. 1980: *Sedimentology of Shale. Study Guide and Reference Source*. — New York—Heidelberg—Berlin: Springer, 306 p.
- PRYOR, W. A. 1975: Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow marine environments. — *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **86**, 1244—1254.
- RATEEV, M. A.—GORBUNOVA, Z. N.—LISZICÜN, A. P.—NOSZOV, G. I. 1966: Klimaticseszkaja zonal'noszt' razmescsenija glinisztüh mineralov v oszadkakh Mirovogo Okeana. — *Litologija i poleznüe iszkopaemüe*, **3**, 3—22.
- REX, R. W.—GOLDBERG, E. D. 1958: Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean. — *Tellus*, **10**, 153—159.
- RHOADS, D. C.—MORSE, J. W. 1971: Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. — *Lethaia*, **4**, 413—428.
- RIEBER, H. 1975: Der Posidonienchiefer (oberer Lias) von Holzmaden und die Grenzbitumenzone (mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kt. Tessin, Schweiz). — *Jahreshefte d. Gesellsch. f. Naturk. Württemberg*, **130**, 163—190.
- RISCHÁK G. 1976: Beszámoló jelentés „A növényvédő- és gyomirtószerek megkötődése, lebomlása és reaktíválódása mállott kőzeteken és talajok agyagásványain” c. kutatási szerződés 1976. évi teljesítéséről. — *Kézirat*. — MÁFI Adattár.
- RISCHÁK G. 1977: Ua., mint fent, 1977-ről. — *Kézirat*. — MÁFI Adattár.
- RISCHÁK G. 1984: A tarkaagyagok képződésének egyes geokémiai tényezői. — *MÁFI Évi Jel.*, **1982**, 469—475.
- RONOV, A. B.—KHLEBNIKOVA, R. V. 1957: Chemical composition of the main genetic clay types. — *Geochemistry*, **1957**, 527—552.
- RÓNAI A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. — *MÁFI Évk.*, **56**, 1, 1—421.
- RUBEY, W. W. 1931: Lithologic studies of fine-grained Upper Cretaceous sedimentary rocks of the Black Hills region. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, **165**, 1—54.
- RUCHIN, L. B. 1958: *Grundzüge der Lithologie*. — Berlin: Akademie-Verlag, 806 p.
- SCHULTZ, L. G. 1958: Petrology of underclays. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **69**, 363—402.
- SCHÜLLER, A. 1961: Die Druck-, Temperatur- und Energiefelder der Metamorphose. — *N. Jb. Miner., Abh.*, **96**, 250—290.
- SHAW, H. F. 1980: Clay minerals in sediments and sedimentary rocks. — In: HOBSON, G. D. (ed.): *Developments in Petroleum Geology 2*. — London: Applied Science Publ., 53—85.
- SHAW, D. B.—WEAVER, CH. E. 1965: The mineralogical composition of shales. — *J. Sed. Petrol.*, **35**, 213—222.
- SHEPARD, F. P. 1954: Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. — *J. Sed. Petrol.*, **24**, 151—158.
- SMOOT, T. W. 1960: Clay mineralogy of pre-Pennsylvanian sandstones and shales of the Illinois Basin. *Part III. Clay minerals of various facies of some Chester formations*. — *Illinois St. Geol. Surv., Circ.*, **293**, 19 p.
- ŠRODOŇ, J. 1979: Correlation between coal and clay digenesis in the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin. — *Internat. Clay Conf., Oxford*, 1978, 251—260.
- STARKE, R. 1961: 2. Konferenz für Tominerologie und Tonpetrographie, Prag, 10—17. Mai 1961. — *Z. Bergbau, Bergakademie Freiberg*, **13**, 596—601.
- STEFANOVITS P. 1975, 1981: *Talajtan*. — Budapest: Mezőgazdasági Kiadó, 380 p.
- STEINBERG, M.—HOLTZAPFEL, T.—RAUTUREAU, M. 1987: Characterization of overgrowth structures formed around individual clay particles during early diagenesis. — *Clays and Clay Minerals*, **35**, 3, 189—195.
- STOFFERS, P.—MÜLLER, G. 1971: Clay mineralogy of Black Sea sediments. — *Sedimentology*, **18**, 113—121.
- STONECIPHER, C. A. 1976: Origin, distribution and diagenesis of phillipsite and clinoptilolite in deep-sea sediments. — *Chem. Geol.*, **17**, 307—318.
- STÖFFLER, D. 1963: Neue Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf Grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen im Flöz Wahlschied der Grube Endorf (Saar). — *Beitr. Min. Petrogr.*, **9**, 285—312.
- STRUNZ, H.—TENNYSON, CH. 1982: *Mineralogische Tabellen. Eine Klassifizierung der Mineralien auf kristallchemischer Grundlage*. — Leipzig: Akad. Verlag, 621 p.
- SÜMEGHY, J. 1944: A Tiszántúl. — *Magyar Tájak Földtani Leirása*, Budapest: MÁFI, 208 p.
- SWANSON, V. E. 1961: Geology and Geochemistry of Uranium in Marine Black Shales. — A review. — *U.S. Geol. Surv., Prof Paper 356-C*, 112 p.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952: *Szénkőzetan*. — Budapest: Akadémiai Kiadó, 315 p.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: *Geokémia*. — Budapest: Akadémiai Kiadó, 680 p.
- SZILVÁGYI J. 1977: *Műszaki földtan*. — ELTE Term. tud. Kar. — Budapest: Tankönyvkiadó. Jegyzet, 204 p.
- TAYLOR, O. J. 1987: Oil Shale, Water Resources, and valuable Minerals of the Piceance Basin, Colorado. — The challenge and choises of development. — *U.S. Geol. Surv., Profess. Paper*, **1310**, 143 p.
- TERZAGHI, K. 1925: *Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage*. — Leipzig, Wien: Deuticke, 399 p.
- TOMADIN, L. 1975: Origin and dispersal of clay minerals in the Tyrrhenian Sea. — *Rapp. Comm. Int. Mer Méditerr.*, **23**, 4a, 265—267.
- TOMADIN, L. 1979: Clay mineralogy of Recent sediments around the Po River Delta. — *Giorn. Geol.* (2) **43**, 1, 249—275.
- TOMLINSON, C. W. 1916: The origin of red beds. — *Jorn. Geol.*, **24**, 153—179.
- TOVEY, N. K. 1970: *Electron microscopy of clays*. — Ph. D. Thesis, Cambr. Univ.
- TÓTH Á. 1974: Az átmeneti karbonátos kőzetek. — In: *A karbonátos kőzetek képződése, vizsgálata és gazdasági jelentősége*. — A Magyarh. Földtani Társulat kiadványa, Budapest, 209—222.
- TUREKIAN, K. K.—WEDEPOHL, K. H. 1961: Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **72**, 2, 175—191.
- TWENHOFEL, W. H. 1927: Terminology of the fine grained mechanical sediments. — *Rept. Comm. on Sedim. for 1936—37.*, **5**, 81—104. — Washington, D. C.: Natl. Res. Council.
- TWENHOFEL, W. H. 1950: *Principles of Sedimentation*. (2nd edit.) — New York: McGraw-Hill, 673 p.
- UNDERWOOD, L. B. 1967: Classification and identification of shales. — *Proc. Amer. Soc. Civil Engineers*, **93**, Paper 5560 (Journ. Soil Mechanics and Foundat. Div. n. SM 6), 97—116.

- VAN ANDEL, T. H.—POSTMA, H. 1954: Recent sediments of the Gulf of Paria. — Reports of the Orinoco Shelf Expedition. — *Verh. Kon. Nederl. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk.*, 1, 20, No. 5. — Amsterdam: North-Holland, 245 p.
- VANONI, V. A. 1941: Some experiments on the transportation of suspended load. — *Amer. Geophys. Union, Transact.*, 22, 608—621.
- VARJU GY. 1966: Nemérces ásványi nyersanyagok. Agyagásványtelepek. In: JANTSKY B. (ed.): *Ásványtelepeink földtana*. — Budapest: Műszaki Kiadó, 238—267.
- VENDL A. 1951: *Geológia I*. — Budapest: Tankönyvkiadó, 654 p.
- VENKATARATHNAM, K.—RYAN, W. B. F. 1971: Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the eastern Mediterranean Sea. — *Marine Geol.*, 11, 4, 261—282.
- VÉGH SÁNDORNÉ 1967: *Nemércék földtana. Agyagos (pelites) kőzetek*. — Budapest: Tankönyvkiadó, 110—155.
- VICZIÁN I. 1971: Agyagásványok diagenézise. — In: *Az üledékes petrológia újabb eredményei*. — Magyarh. Földt. Társ. kiadv., 249—282.
- VICZIÁN I. 1982: Duzzadó, kevert szerkezetű agyagásvány a Pusztotlaka I/P. jelű fúrás felső-pannóniai–pleisztocén finomtörmelék kőzeteiben. — *MÁFI Évi Jel.*, 1980, 449—456.
- VICZIÁN, I. 1984a: Zur Ausgangsphase der diagenetischen Mineralreaktion Illit/Smektit-Illit. — *Z. geol. Wiss. Berlin*, 12, 4, 468—475.
- VICZIÁN, I. 1984b: Clay mineralogy of pelitic sediments of the South German Molasse basin. — *Ninth Conference on Clay Mineralogy and Petrology, Zvolen, 1982*. — Praha: Univerzita Karlova, 101—105.
- VICZIÁN, I. 1985: Diagenetic transformation of mixed layer illite/smectites in deep zones of the Pannonian Basin (Hungary). — *5th Meeting of the European Clay Groups, 1983*, Prague: Charles University, 135—140.
- VICZIÁN I. 1986: Röntgendiffrakciós ásványhatározás. — *Módszertani Közlemények*, 10, (1986/2), 1—25.
- VICZIÁN I. 1987: Agyagásványok Magyarország üledékes kőzeteiben. — *Akadémiai doktori értekezés tézisei*.
- VINE, J. D.—TOURTELOT, E. B. 1970: Geochemistry of the black shale deposits: A summary report. — *Econ. Geol.*, 65, 253—272.
- VINOGRADOV, A. P. 1962: Szrednee szoderzsanie himicseszkih elementov v glavnuh tipah izversennuh gornuh porod zemnoj koru. — *Geohimija*, 7, 555—572.
- WALKER, T. R. 1967a: Formation of red beds in modern and ancient deserts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 78, 353—368.
- WALKER, T. R. 1967b: Color of Recent sediments in tropical Mexico: A contribution to the origin of Red Beds. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 78, 917—920.
- WALKER, T. R. 1968: Formation of red beds in modern and ancient deserts: Replay. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 79, 281—282.
- WALLACHER L. 1989: *Üledékes kőzetek és kőzetalkotó ásványaik*. II. 2.3. Agyagkőzetek (sziallitok). — Budapest: Tankönyvkiadó, 138—201.
- WEAVER, CH. E. 1960: Possible use of clay minerals in the search for oil. — *Proc. VIII. Conf. Clay and Clay Minerals*, 214—227.
- WEAVER, CH. E. 1967a: The significance of clay minerals in sediments. — In: NAGY, B.—COLOMBO, V. (eds): *Fundamental Aspects of Petroleum Geochemistry*. — New York: Elsevier, 37—76.
- WEAVER, CH. E. 1967b: Potassium, illite and the ocean. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 2181—2196.
- WEAVER, CH. E. 1978: Clay sedimentation facies. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 159—165.
- WEAVER, CH. E.—POLLARD, L. D. 1973: *The Chemistry of Clay Minerals*. — New York: Elsevier, 213 p.
- WEDEPOHL, K. H. 1964: Untersuchungen an Kupferschiefer in Nordwestdeutschland. Ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminösischer Sedimente. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 305—364.
- WHITE, W. A. 1961: Colloid phenomena in sedimentation of argillaceous rocks. — *J. Sed. Petrol.*, 31, 560—570.
- WHITEHOUSE, U. G.—JEFFREY, L. M.—DEBBRECHT, J. D. 1960: Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. — In: SWINEFORD, A. (ed.): *Clays and Clay Minerals*. — Proc. Seventh Nat. Conf., London: Pergamon, 1—79.
- WINKLER, H. G. F. 1967: *Die Genese der metamorphen Gesteine*. (2. Aufl.) — Berlin-Heidelberg: Springer, 237 p.
- YAALON, D. H. 1962: Mineral composition of the average shale. — *Clay Minerals Bull.*, 5, 31—36.
- YAALON, D. H. 1978: Shale. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 736—739.
- ZANGALISZ, K. P.—HARIN, G. SZ. 1979: Glaukonit v bazal'tah i milonitah iz zonu razloma Jan Maen (Norvejszko—Grenlandszkij basszejn). — *Geohemisztűrű*, 4, 630—639.

# 23. VULKÁNI TÖRMELEKES KÖZETEK (PIROKLASZTITOK)

RAVASZ CSABA

## 23.1 FOGALOM ÉS OSZTÁLYOZÁSI SZEMPONTOK

Vulkáni törmelékes kőzetnek (vulkano- vagy piroklasztitnak, piroklasztikumnak) a vulkáni kitörés által a levegőbe vagy állóvízbe kirobbantott, szilárd és cseppfolyós állapotú anyagok (a vulkanoklasztok) leülepedett, majd kőzetté vált halmazát nevezzük. Elsősorban a vulkáni kürtöből kirepített magmás anyag minősül piroklasztikusnak.

A vulkanoklaszt fogalma azonban ezenkívül azt a vulkáni eredetű kőzetdarabot is felöleli, amelyet bármely környezettípus bármely mechanizmusa aprózott fel, halmozott át és kevert össze több-kevesebb nem-vulkáni törmelékkel.

E képződmények csak a közelmúltban kerültek az üledéktan tárgykörébe. A régebbi kőzettani szemlélet ui. elsősorban kőzettani összetételük és magmás eredetük alapján ítélte meg őket. Ezért a rájuk vonatkozó ismeretanyagunk hosszú ideig mind gyarapítói, mind rendszerezői elsősorban magmás petrográfusok és vulkanológusok voltak. A mai petrológiai irányzat ellenben — alkotóiknak más törmelékes kőzetekéhez való alaki és méretbeli hasonlóságán kívül — településük és kőzetté válásuk módjának üledékes jellegét tekinti döntőnek. Korábban kialakult nevezéktanuk ezzel az átsorolással mit sem változott, és a képződésüket irányító tényezőknek az egységes osztályozást megnehezítő sokfélesége következtében megmaradtak osztályozásuk buktatói is. Osztályozási szempontul szolgálhat pl. 1. a kőzettani felépítés és összetétel (a szemcsék alakjával és méretével együtt), 2. a képződési mód, 3. a kőzetté válás és a mállás mikéntje. Bár e tulajdonságok összefüggenek egymással, nyilvánvaló, hogy azok csak felsorolásuk sorrendjében vehetők figyelembe.

## 23.2 KÖZETTANI FELÉPÍTÉS

### 23.21 SZEMCSEMÉRET ÉS SZEMCSEALAK

A vulkáni tevékenység bevezető szakaszában a felszín közelébe nyomuló szilikátolvadék felső részében összesűrűsödő gázok a nyomáscsökkenés irányában kirobbantják a vulkáni kürtöt vagy hasadékot. Ezzel és a magma könnyen illóinak kiszabadulásával kezdetét veszi a *törmelékszórás* (23.1 ábra). A gázmozgás szívóhatása kisebb-nagyobb lávárészeket és -cseppeket ragad magával. Ezek a levegőben (vízben) való utazásuk közben többé-kevésbé lehülve megmerevednek, és leülepedésük után törmelékes elegyrészekké válnak.

A törmelékszórás általában megelőzi a lávafolyásos szakaszt. Olykor azonban a lávaömlés elmarad, s a vulkáni működés csak törmelékszórásra korlátozódik. A fel-felújuló tevékenységről tanúskodó *rétegvulkánoknál* (23.1 ábra) viszont az előző kitörés(ek)ből származó, már megszilárdult kiömlési kőzetek és piroklasztitok egy része az újabb explózióval ismét belekerülhet a vulkáni törmelékképződés folyamatába.

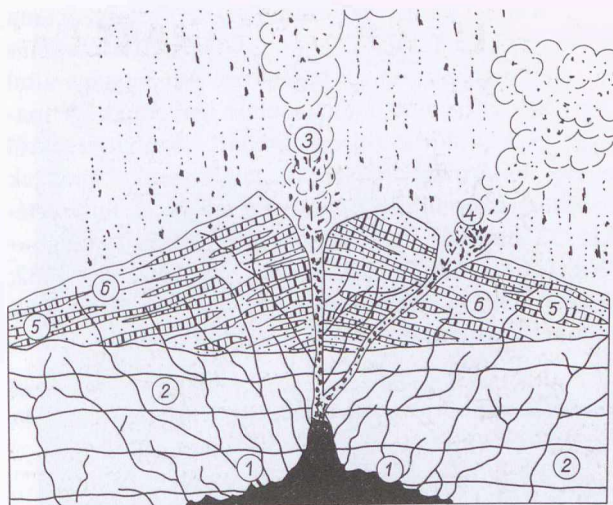
A 2 mm-nél kisebb szemcsék neve *vulkáni por*; a 2—64 mm közöttieké *lapilli*. A 64 mm-nél nagyobb, és csak a levegőben (vízben) való repülés közben megmerevedő törmelékdarab a *vulkáni bomba*, az ugyanilyen nagyságrendű, de már a kürtöből szilárd állapotban kirepülő pedig a *vulkáni tömb* (23.2 ábra és 23.1 táblázat).

A törmelékszemcsék *alakja* igen változatos. A már szilárd állapotban kirepített (kristály- és kőzet-) törmelék általában éles-sarkos körvonalú. A légi (vízi) út alatt megmerevedő vagy szilárd kérget nyerő lapilli és bomba változóan lapult, gömbölyded, tojásdad, és többnyire sima felszínű. A vékony kergű „*kenyérhombák*” héja a gyors lehülés következtében fölrepedezik. A repülés közben megszilárduló, zömében por méretű kőzetüveg, horzsakő és kőzetanyag üvegcepp vagy üvegszál-töredékre emlékeztető, szeszélyes alakú. E formák kialakításában a vulkáni kráterben fellépő, s a mozsárban való töréshez hasonlítható, aprító folyamat, a szemcsék repülés közbeni ütközése, az egyes törmelékdarabok gázbuborékainak szétrobbanása, az egymásra zuhanó törmelék feldarabolódása és képlékeny alakváltozása is jelentős szerepet játszik. Ezért az

egy kitörésből eredő piroklasztikus szemcsék alakja és mérete még ugyanazon rétegtagon belül is tág határok között mozoghat. Különböző kémiai összetételű, hőmérsékletű és kitörési energiájú magmák piroklasztikumainak szemcsejellegei természetesen már eleve különbözőek.

A vulkán által kirepített piroklasztok leülepedett halmazát — összetételétől, szemcsenagyságától, osztályozottságától, keletkezésétől és szállítási mechanizmusától függetlenül — ARISZTOTELÉSZ nyomán összefoglalóan *tefrának* nevezik. A megszilárdult vulkáni porfelhalmozódás közetneve: (vulkáni) *tufa*. Ennek járulékos mennyiségű lapillit is tartalmazó fajtája a *lapillis tufa*. A zömében lapilliból és bombából álló közet neve: (vulkáni) *agglomerátum* (23.1 táblázat). Ennek kisebb mennyiségű tufát is tartalmazó fajtája a *tufakötésű agglomerátum*. Ritkább ennél a lávába záporozó bombákból és lapillikból keletkezett *lávakötésű agglomerátum*. Tömbök általában csak a kitörési központok közelében figyelhetők meg; jelenlétüket jelzővel vagy körülírással lehet kifejezni (*tömbös agglomerátum; lapillis tufa vulkáni tömbökkel stb.*).

A durvább szemű és uralkodóan szögletes törmelékéből álló, szilárd piroklasztikum sajátos változata a vulkáni kráterek és kürtők szétrobbantott kőzetdugójának visszahullott darabjaiból, vagy a vulkáni tevékenység befejeződése után a kaldera beszakadásakor keletkező törmelékéből képződött *kürtőbreccsa*.

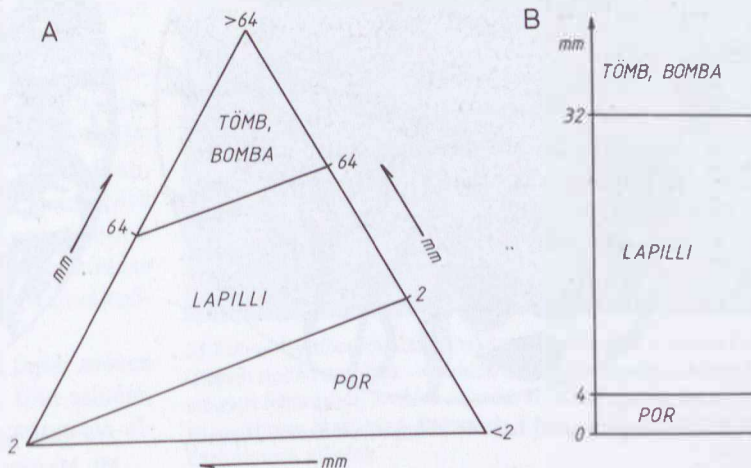


23.1 ábra. Rétegvulkáni szerkezetet áttörő törmelékiszórás vázlatja

1. Magmakamra. — 2. Idősebb üledékes aljzat. — 3. Vulkanai tápcsatorna és kürtő. — 4. Parazitakráter. — 5. Az idősebb rétegvulkán kiomlási közete. — 6. Az idősebb rétegvulkán piroklasztikumai és iszapfolyásai.

23.1. táblázat. Az IUGS-albizottság ajánlása (1981) a vulkáni törmelék szemcsenagyság szerinti osztályozására és a jól osztályozott piroklasztos üledékek elnevezésére

Uralkodó szemcseméret (mm)	A szemcse	A laza piroklasztit (tefra)	A megszilárdult piroklasztit
	elnevezése		
64,0	Tömb, bomba	Tömbös tefra Tömb- vagy bombaréteg Agglomerátum	Agglomerátum Piroklasztos breccsa
2,0	Lapilli	Lapilli-réteg Lapillis tefra	Lapillis tufa
0,625	Durva } vulkáni Finom } por- } szemcse	Durva } vulkáni Finom } por	Durva (por)tufa Finom (por)tufa



23.2 ábra. A vulkáni törmelékcs elegyrészek szemcseméret szerinti elnevezése

A) az IUGS-albizottság ajánlása (in SCHMID 1981).

B) WENTWORTH (1932), WILLIAMS *et al.* (1956), ALLEN (1982) és a korábbi magyar szakirodalom szerint.

A felsorolt kategóriák mérethatárai és nevezéktana a Nemzetközi Földtani Uniónak (IUGS) a magmás kőzetek rendszertanával foglalkozó albizottsága által 1981-ben elfogadott ajánlásokhoz igazodnak. A magyar és külföldi szakirodalomban azonban ezektől eltérő határmegvonással is találkozunk, amelyek többsége a lapilli méretének alsó értékét 4, felső értékét 32 mm-nél kívánja megvonni (WENTWORTH—WILLIAMS 1932; WILLIAMS *et al.* 1955; ALLEN 1982; TÖRÖK 1961). Ehhez még — a helyes szóhasználat érdekében — a következőket kell hozzáfűzni:

1. A vulkáni por nem égéstermék; „vulkáni hamu”-ként való emlegetése csupán a magmás kőzetek „tűzi” eredetéhez kapcsolódó, hibás képzetársítás.

## 23.22 ÖSSZETÉTEL

A vulkanoklasztit megjelenési módja és összetétele nagymértékben a kiinduló magma minőségének és mennyiségének függvénye. E tekintetben annak kémiai alkata (bázisos, intermedier vagy savanyú jellege) és a keletkezett termék alkotóinak a kőzetüveg, a kristály-, ill. kőzettörmelék közötti megoszlása minősül elsőrendű fontosságúnak.

**23.221 A bázisos vulkanoklasztitok** sajátosságait magmájuk viszonylag alacsony  $\text{SiO}_2$ -tartalma, magas hőmérséklete, részben ezekből eredő csekély viszkozitása, és könnyen illókban való szegénysége befolyásolja. A nagyon híg (*Kilauea-típusú*) lávából kitörő gázok okozta lávaszökőkutak finom permete

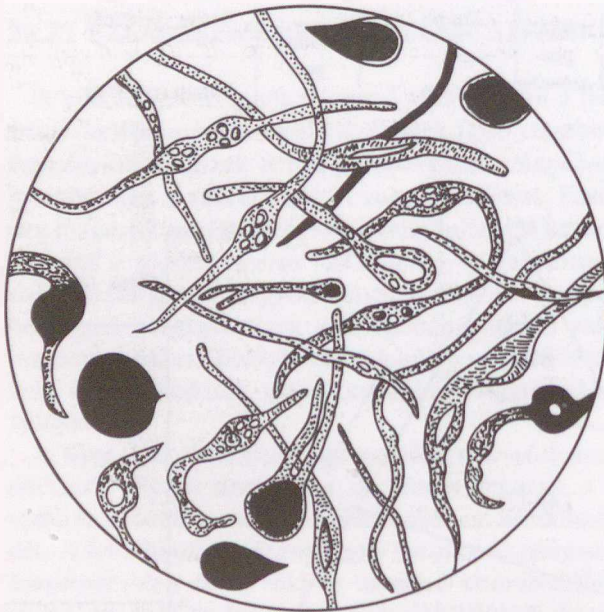
2. Helytelen a vulkáni por, ill. tufa durvább frakcióit „vulkáni homok”-nak nevezni, mert ez a fogalom csak egy „kész” vulkáni kőzet utólagos felaprózódásával képződött, homokszemcse méretű, laza törmelékes kőzetre (pl. bazalthomokra) vonatkozhat. A 2 mm-nél kisebb szemcse nagyságú tufát finomszemű, a 2–4 mm közti átmérőjűt pedig durvaszemű tufaként kell megnevezni.

3. A kifejezetten vulkáni működéshez kapcsolódó tufa megjelenésnek más eredetű laza üledékre (pl. az édesvízi mészkő egyik változatára, a travertinóra) való alkalmazása ugyancsak mellőzendő.

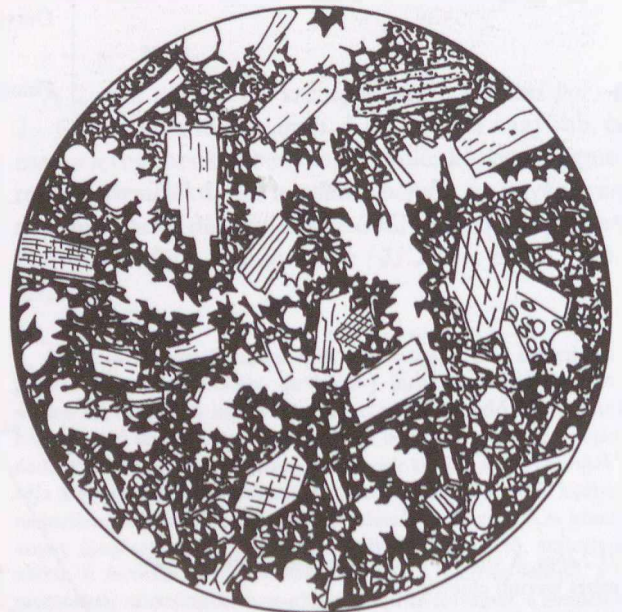
4. A vulkáni agglomerátum kifejezést a vulkáni bombáknak és tömböknek mind laza, mind pedig tufa- (ritkábban láva-) kötésű, kemény kőzetté vált halmazaira alkalmazzuk. Ezért a vulkáni breccsa kifejezést — mind a mélységi és kiömlési kőzetek, mind a piroklasztikumok esetében — csak a már megszilárdult magmatit erőművi hatásra bekövetkezett feldarabolódásával és ezt követő összecementezésével képződött kőzetre korlátozzuk (*kürtöbreccsa*).

ui. hirtelen lehülve apró „pellet”-ekké (*Pelé könnye*) vagy igen vékony szálakká (*Pelé haja*) dermed (*23.3 ábra*). Ezek anyaga éppúgy kőzetüveg, mint a papírvékony válaszfalú üregek sokaságával jellemzett, barna vagy fekete színű, habszerű *bazaltsalaké* (retikulit, scoria; *23.4 ábra*). A *hawaii típusú erupciók* rendszeren bazaltsalakból álló kéreg képződésével indulnak; majd a felnyomuló láva által megemelt és összetört kéregdarabok egy ideig még az izzó láva felszínén úsznak.

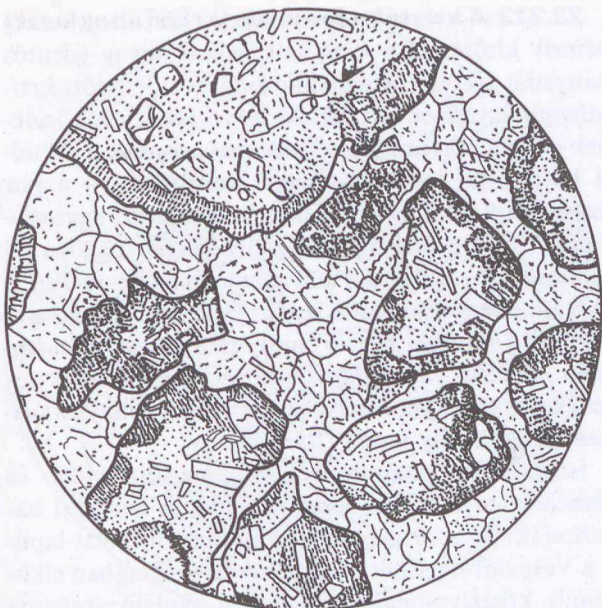
Legnagyobb mennyiségű azonban a finomszemű frakció, ill. ennek egyik változata, a hidratált bazaltüveg (*palagonit*; *23.5 ábra*). Ezt sárga vagy narancssárga színe és a kanadabazaltsamnál kisebb törésmuta-



23.3 ábra. „Pelé istennő haja és könnyei” (Kilauea, Hawaii). — 18 ×



23.4 ábra. Bazaltsalak mikroszkópi képe számos üregecskével. — Mt. Mazama, Oregon, USA. — 8,8 ×



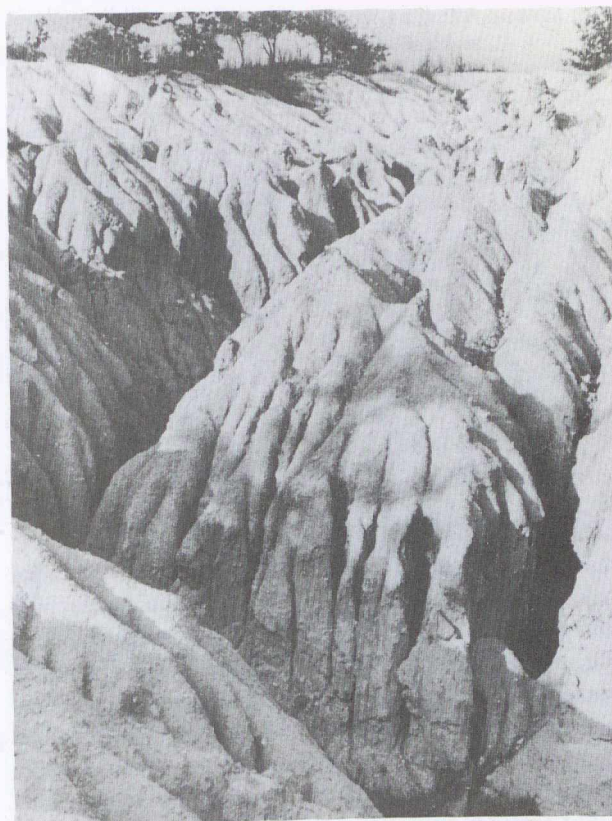
23.5 ábra. Palagonitos bazalttufa mikroszkópi képének vázlata. — Oamaru, New Zealand. — 8×

tója különbözteti meg a közönséges bazaltüvegtől. Víztartalmát még forró állapotban, vízzel és/vagy jéggel érintkezve, gőznelvélés útján nyeri. Igen gyakori pl. Izlandon, ahol a bazalt-piroklasztikum gleccsereket tör át vagy azokra zúdul.

**23.222 Az intermedier és savanyú vulkanoklasztitok** alkata lávájuk kisebb hőmérsékletéhez, viszkozitásuk,  $\text{SiO}_2$ - és könnyenilló-tartalmuk nagyobb mértékéhez, és kitérés mechanizmusuk robbanékonyabb voltához igazodik (23.6 ábra). Mennyiségük világátlaga is sokkal nagyobb a bázisos vulkanoklasztitokénál.

A vulkáni üvegtörmelék (vitroklaszt) a gázbuborékokkal telt, viszkózus lávafoszlanokok teljes szétrobbanásával képződve, a hőmérséklettől függően, hajlott, konkáv vagy éles-hegyes szilánkok formáját ölti (23.7 ábra). Szélsőséges esetben csaknem kitapinthatatlan finomságú, a légkörben több ezer km távolságra elszálló porfelhőt alkot. Ebből — leülepedése és megszilárdulása után — porcelánföld vagy a tűzkőhöz hasonló küllemű, kemény, tömör porcelanit keletkezik (III. kötet, 26.92261. fejezet rész). Ha pedig a láva felhabzik, akkor szivacsos-salakos állományú horzsakővé dermed (23.8 ábra). Ennek darabjaiban a gázbuborékok többnyire gömbszerű üregeket, ezek kihúzódása esetén pedig többé-kevésbé párhuzamos hajszálcső-rendszert alakítanak ki.

Ha a vulkáni üvegtörmelék mindezen fajtái erősen lehűlt vagy hideg állapotban érkeznek a föld színére, ott a portufának nevezett képződménycsoportot alkotják (23.2 táblázat).



23.6 ábra. Horzsaköves-lapillis, tömeges riodácittufa lepusztulási formái. — Kazár (Nógrád m.): Köhegy. — „Alsó riolittufa” (= Gyulakeszi Riolittufa Formáció). — Alsó-miocén: eggenburgi emelet. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

A másik genetikai csoport az *ignimbrit* gyűjtőnéven ismert, *habláva* és *izzó felhő* (*nuée ardente*) eredetű képződményeket öleli fel. Ezek képződési mechanizmusának az a lényege, hogy a könnyen illóktól felhabzott láva a felszínre lépve, a vulkán lejtője mentén



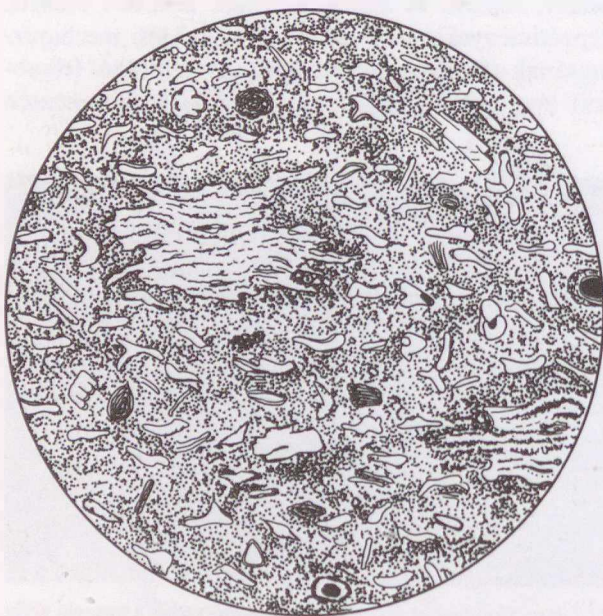
23.7 ábra. Combesont alakú vulkáni üvegtörmelék a meceski sílirbe települt riodácittufában. — Komló (Mecesek hegység), a bányafürdő mögötti feltárásból. — Alsó-miocén: II. üledékciklus, kárpáti emelet. — Foto: RAVASZNÉ BARANYAI LÍVIA (1973: IX. tábla 3). — Párhuzamos nikolok

23.2. táblázat. A Crater Lake (Oregon, USA) krisztalloklastos horzskötufáinak átlagos szemcseösszetétele MOORE (1934) szerint

Szemcse-méret (mm)	A teljes minta százalékában	A horzskötő-frakcióban (a teljes minta 78,9%-a)	A kristálytörredék frakcióban (a teljes minta 21,1%-a)
8—16	9,9	12,6	—
4—8	24,2	31,0	—
2—4	26,0	33,0	—
1—2	19,2	20,1	16,3
0,50—1	16,8	2,8	66,9
0,25—0,50	3,6	0,2	15,8
0,125—0,25	0,3	—	1,0

lavinyszerűen kavarogva gördülő és nagyjából együttmaradó, három fázisból (izzó permetből és lávacseppek, forró gázokból, valamint szilárd törmelékből) álló rendszert alkot. E viszonylag lassan hűlő tömeg alkotói hosszabb idő alatt dermednek meg, s az üvegrészecskék ágas-bogas alakúakká válnak. A gyors felhalmozódás okozta fedőterhelés a különféle termékeket még plasztikus állapotban éri, ezért azok összenyomódnak, ellapulnak, kivékonyodnak. Deformációjukat a még mozgásban levő *piroklastikus ár* dinamikai hatása is növeli (23.8 ábra).

Az ignimbritek döntő többsége riolitos és dácitos összetételű. Mennyiségük a hazai neogén vulkanizmus termékei között is jelentős (Tokaji hegység, a Bükk D-i előtere).



23.8 ábra. Képlékeny alakváltozást szenvedett horzskötőtörmelékek mikroszkópi képe. — Összesült plagioklászriolit-ártufa. — Alsó-miocén I. üledékciklus, eggenburgi emelet. — Máza, Fővölgy. — 26,6 ×

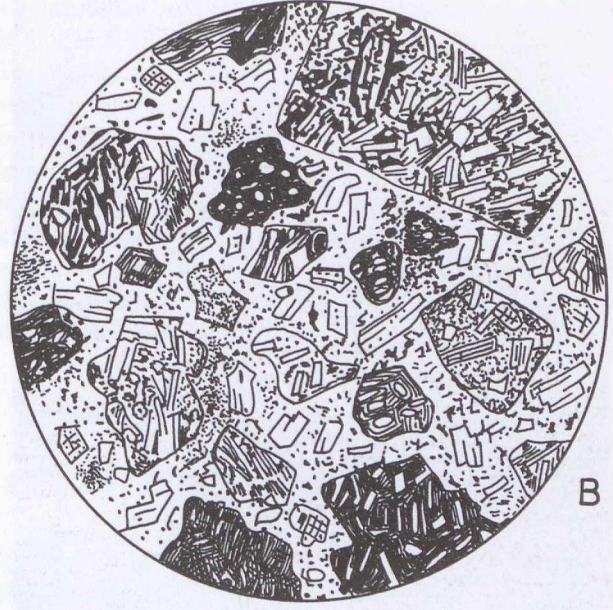
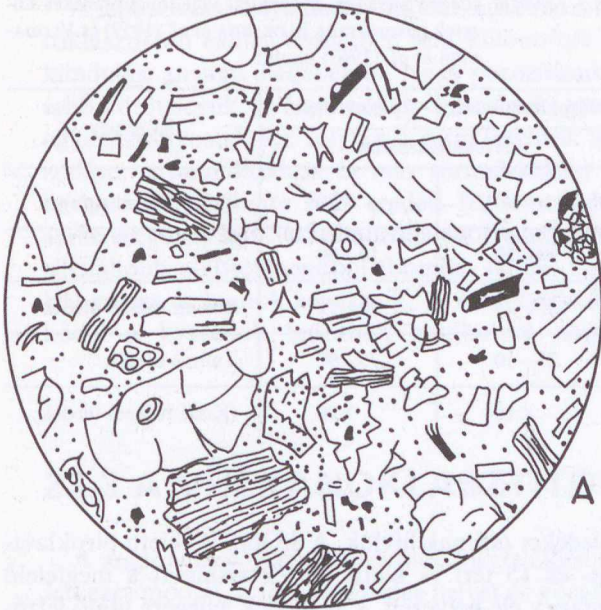
**23.223 A kristálytörmelék (krisztalloklast)** némely kitörésnél a kirepített szilárd anyag jelentős hányadát alkotja. A felhalmozódásával létrejött *kristálytufa* ásványos összetétele lényegében lávaközetnek jellegét tükrözi. Ez az összetétel azonban a kitörési központtól való távolsággal arányosan — a por kategóriájú kristálytörmelék méretétől és az egyes ásványok térfogatsúlyának különbségeitől függően — módosulhat. A kristálytufa szemcsemérete szerint a vulkáni por (ritkábban a lapilli) csoportjába tartozik. Alkotói a földpát, kvarc, biotit, amfibol, piroxén stb. idio-, hipidio- vagy allotriomorf egykristályainak törredékei és csonkjai, amelyek pereméhez többnyire keskeny üvegszegély tapad (23.9 ábra).

Ismeretesek monomineralikus *kristálylapillik* és *-bombák* is (pl. olivin-bomba a Balaton-felvidéki bazalttufákból, anortit-bomba az Erebusról, leucit-lapilli a Vesuvióról). Ezek a felszín alatti magmában elkülönült kristálycsomókból, vagy a tápláló csatorna anyagából erednek.

**23.224 Kőzettörmelékek (litoklasztok).** A tefrának a feltörő magma aprózódásából származó, hólyagos szerkezetű vagy tömör részecskéit az angol-szász szakirodalom *autoklasztok*nak, a vulkáni működés során felszakított idősebb kőzettörredékeket *alloklasztok*nak nevezi. E litoklasztok nagy része ugyanahhoz a vulkáni rendszerhez tartozó, *komagmás*, más része pedig a magma által áttört aljzati és fedőközetek eltérő összetételű anyagából álló, *idegen kőzettörmelék*.

A komagmás alloklastok tehát magának a vulkáni kúpnak, a kürtökitöltésnek, a tápcsatorna falának, a kis mélységben áttört teléreknek és más szubvulkáni testeknek már megszilárdult magmatitjaiból származnak. Az idegen törmelék viszont az aljzati kőzetből kiszakított, részlegesen megolvastott és kirepített kőzetanyag. Ilyen pl. a homokkővek földpát-kvarc olvadékából kivált üveg; ilyenek a kontaktizált mészkő, dolomit vagy kristályospala anyagú klasztok, amelyek a mélyben rejtőző kőzetek összetételéről adnak értékes felvilágosítást. A Kilauea (Hawaii) 1924. évi gőzrobbanásos kitörésekor észlelt plagioklász-hipersztén összetételű szaruszirt-törmelékek a mélyebb szintek újraolvadt augit-olivin-bazaltjából származtak.

A mexikói Paricutin explóziós termékei között sok olyan lapilli és tömb volt, amely a földpátban dús mélyszerkezeti kőzet olvadékának már a kitörés előtt hólyagosná vált üveganyagából állott. A riolitos magmák piroklastokká való aprózódása már több száz m, sőt talán több km mélységben megkezdődik. Ugyanerre a bazaltos magmáknál csak a felszín alatt néhány tucat m-re kerül sor. Mindazonáltal az autoklasztok részaránya általában kicsiny. Önálló feldúsulásuk ritka. Anyaguk többnyire a megfelelő vulkáni kőzet



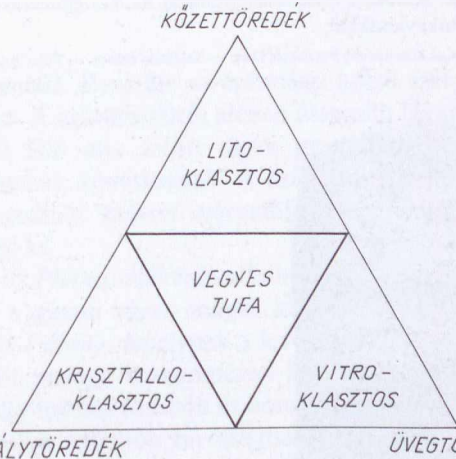
23.9 ábra. Riolit kristálytufa (A): Adige-völgy, Olaszország. — Litoklasztos andezittufa (B): Managua, Nicaragua. — 18 ×

alapanyaga (vagyis földpát-, kvarc-, színes szilikát- és opak ásvány-mikrolitokat tartalmazó közetüveg). A fenokristály ritkaságnak számít; a holokristályos szövétű törmelék pedig a vulkán mélyebb szintjeiből ki-robbantott, idegen eredetű anyagot jelez.

**23.225 A vulkanoklasztos keverékközetek**

az üveg-, kristály- és közettörmelék együttes lerakódá-sakor keletkeznek. Az alkotók részarányának változá-sa (23.10 ábra) a közetnévben a kívánatosnál hosz-szabb szókapcsolatokkal jelenik meg. A bazaltbomba vagy az andezit-lapilli kéttagúságával szemben a tufa-közetek pontos megnevezése csak 3–4 tagú jelzős kifejezéssel lehetséges, amely a (leg)kisebb mennyiségű alkotó megjelölésével kezdődik, és a magmás közet megnevezésével végződik. Például az átlagos összeté-telű, finom szemcséjű, riolitos kemizmusú, kötött kö-zet a *litokrisztalloklasztos riolit-üvegtufa* nevet viseli. Ha pedig a kérdéses piroklasztikum valamilyen átala-kulást is szenvedett (pl. agyagásványosodott), vagy más méretű törmelék (pl. lapillit) is tartalmaz, akkor e sajátságait külön előtagként tüntetjük fel (pl. *agyag-ásványosodott riolit-ártufa; lapillis andezit- vagy riolit-üvegtufa*).

**23.226 Az epiklasztok.** Az általában jelentékte-len tömegű alloklasztoknál sokkal fontosabbak a piroklasztos törmelékanyaghoz külső erők hatására hozzákeveredő, üledékes epiklasztok. Legkisebb mér-vű ez a keveredés a tufaárak és hablávák lavinaszerű tova-haladásakor a talpon bekebelezett epiklasztok esetében. Lényegesen megnő azonban az epiklasztok mennyisége, ha a piroklasztit anyaga vízbe hull, vagy



23.10 ábra. A vulkáni tufák főlegyrészek szerinti megnevezésének vázlatja

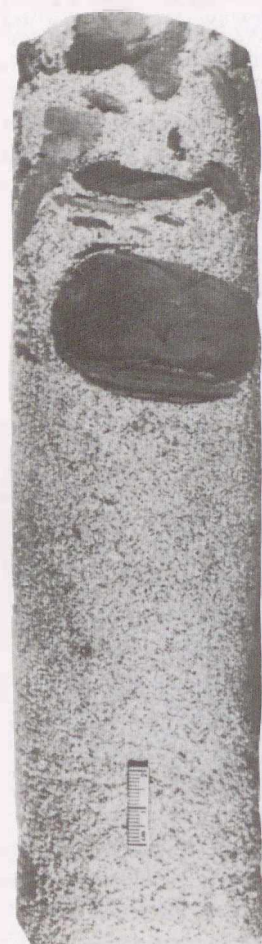
eredeti lerakódási helyéről áthalmazódik (23.11 és 23.12 ábra).

Ha a vízi üledékhez kis mennyiségű (max. 15 térf.%-nyi) finomszemű vulkáni törmelék keveredik, tufás közet (pl. *tufás homokkő, tufás márga, tufás agyag* stb.) jön létre. Mint azt a hazai oligocén üledé-kekbe zárt piroklasztit-közbetelepülések tanúsítják, a víz eltérgető és bontó hatása a magmatogén alkotók eredeti jellegét sokszor a felismerhetetlenségig elmossa.

Nagyobb tömegű és gyorsabb ütemű vulkáni tör-melék-hullás, ill. áthalmazás azonban visszaszoríthatja a vízi üledékképződés rendes menetét, és a közetalko-tók arányát a magmás eredetűek javára tolhatja el. A 15–85 térf.%-nyi piroklasztikus anyagot tartalmazó



23.11 ábra. Szarmata korú andezitbreccsa és -konglomerátum, triász mészkőkavicsokkal  
10 m magasságú kőzettorony Putnoktól D-re. — Szarmata emelet. — Foto: RADÓCZ Gy.



23.12 ábra. Áthalmazott, tömeges riolittufa agyagkavicsokkal és -foszlányokkal. — Alsó-szarmata. — Alsóvadász-I. sz. fúrás: 642 m. — RADÓCZ GYULA ajándéka. — Foto: PEL-LÉRDY L.-NÉ

23.3. táblázat. Idegen anyaggal keveredett vulkáni törmelékes kőzetek nevezéktana BLOKHINA et al. (1959) és VLADAVETS et al. (1963) szerint

Piroklasztikum	Epiklasztikum	Kőzetnév
térfogatszázaléka		
> 90	< 10	Tefra (főként tufa)
90—50	10—50	Tufit
50—25	50—75	Erősen tufitos üledék
25—10	75—90	Tufitos üledék
< 10	> 90	(Kissé tufitos) üledék

üledéket *tufit*nak hívjuk. A 85 térf.% feletti piroklasztit- és 15 térf.% alatti üledéktartalmat a megfelelő tufanévvé helyeztett, s az üledék jellegére utaló jelzővel fejezzük ki (*agyagos riolittufa, homokos andezit-tufa, meszes trachittufa* stb.).

Az epi- és vulkanoklasztitokból álló keverékközeteknek a keverédei arány szerinti kategorizálása és elnevezése azonban szinte országonként más és más. Szovjet és német szerzők általában a 23.3 táblázaton látható értékhatárokat és elnevezéseket követik, és csak az 50—90 térf.%-nyi piroklasztikumot tartalmazó üledéket mondják tufitnak, a többit tufitosnak. Az IUGS-albizottság ajánlása (SCHMID 1981) a tufit fogalmát a 25 és 75 térf.% közötti piroklasztit-tartalomhoz köti, és így mind a „tisztá” piroklasztitok, mind a „tisztá” epiklasztitok esetében 25—25 térf.%-nyi idegen anyag hozzákeveredését engedi meg. A részarányok további taglalása helyett a szemcsenagyság szerinti üledéktípusok megnevezését tartja fontosabbnak (23.4 táblázat).

23.4. táblázat. A IUGS-albizottság ajánlása (1981) a piro- és epiklasztos keverékközetek megnevezésére

Uralkodó szemcseméret (mm)	Piroklasztitok	Tufitok	Vulkáni és/vagy nem-vulkáni epiklasztitok
64,0	Agglomerátum Piroklasztos breccsa	Tufás konglomerátum, ill. breccsa	Konglomerátum, breccsa
	Lappillis tufa		
2,0	Durva portufa	Tufás homokkő	Homokkő
0,625		Tufás aleur(ol)it	Aleur(ol)it
0,004	Finom portufa	Tufás agyagkő és agyagpala	Agyagkő, agyagpala

Piroklaszt: 100% ← 75% ← 25% ← 0  
Epiklaszt: 0% → 25% → 75% → 100  
(térfogatszázalék)

A lepusztulási folyamaton átment, áthalmazott piroklasztikum elvileg semmiben sem különbözik más kiindulási anyagú üledékektől. Nagy porozitásuk, kisebb kötöttségük, gyöngö osztályozottságuk, gyakori agyagásványosodásuk folytán a piroklasztitok aprózódása, tovaszállítódása és más törmelékkel való keveredése többnyire már eredeti felhalmozódásuk során megkezdődik. Áthalmazódásuk eredményeként ellenállóbb alkotórészeikből (bomba, lapilli, horzsakő) kavics és homok keletkezik. A kristálytöredékek közül a kvarcból, biotitból, amfibolból nagyobb

szállítási távolságot is elviselő homok és aleurit képződik. A vulkáni üveg üde állapotban igen csekély távolságig, rekrisztallizált alakban már kissé messzebb, agyagásványokká alakulva pedig nagy távolságokra juthat el. A többszöri áthalmazással együttjáró szemcseméret-csökkenés, görgetettség és osztályozódás természetesen itt is érvényesül. Ezek segítségével hazánkban a miocén piroklasztit tömegek lepusztulása és áthalmazódás utáni újra-konzolidálódása keletkezésüktől egészen napjainkig jól nyomon követhető folyamat.

## 23.3 A VULKANOKLASZTITOK GENETIKAI CSOPORTJAI

A szedimentológiai szemléletnek megfelelően a keletkezés módját, a felhalmozódás helyét és környezeti körülményeit tekintve elsődleges fontosságúnak, a

vulkanoklasztitok három genetikai fő csoportját különböztetjük meg: 1. szárazföldi, 2. vízi ülepedésű vulkanoklasztitok, 3. kürtöbreccsák.

### 23.31 SZÁRAZFÖLDI VULKANOKLASZTITOK

A szárazföldön lerakódott vulkanoklasztitok felhalmozódási formáit és azok belső szerkezetét a magma tömege, összetétele, gáztartalma, viszkozitása és mindezeketől függő kitörési energiája határozza meg. Ezeken múlik ui., hogy a vulkán által kirobbantott két- vagy háromfázisú szuszpenzió rövidebb-hosszabb légbeli utazás után, vagy inkább a föld színén haladó izzó felhők, törmelék- és iszapárak üledékeként jut-e nyugalomra. A működő erők sokfélesége következtében ezek a szállítási módok minden kitörésnél előfordulhatnak. Ennek ellenére a levegőből hullott vulkanoklasztitok az áramlási természetüektől viszonylag jól elkülöníthetők.

**23.311 A hullott vulkanoklasztitok** kitörési és felhalmozódási módját a magma és a benne levő gázbuborékok fölemelkedési sebessége közötti különbség határozza meg. Ezen az alapon az alábbi két fő típusal lehet számolni (SCHMINCKE 1988).

*a) Stromboli típusú a kitörés* akkor, ha az általában bazaltos magma < 0,5 m/s-nyi emelkedési sebessége kisebb a gázbuborékokénál. Ezért a magma az utóbbiak 100–300 m/s kezdősebességű szétrobbanása miatt foszlányokká szakad szét. *Hawaii típusú* lávaszökőkútak esetén a magma emelkedési sebessége > 1 m/s.

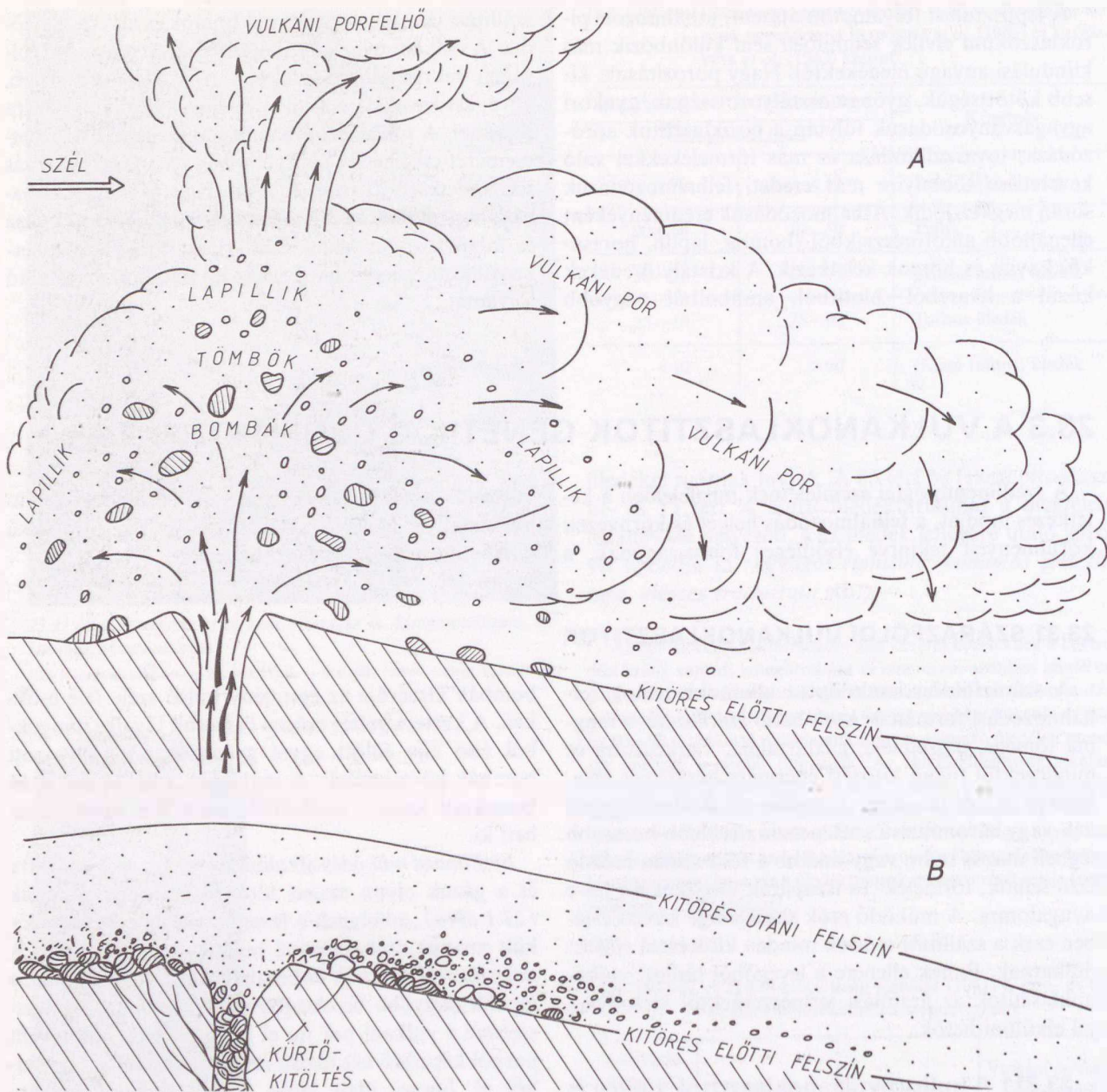
A Stromboli típusú kitörés kb. 50 m magasságú és 800 m alapátmérőjű salakkúpokat hoz létre. Ezeket olyan többnyire jól osztályozott *salakbreccsák* építik fel, amelyek ellipszoidális bombákból, több m hosszú — a kürtő közelében összesült, távolabb lazább — lávafoszlányokból és ezek töredékeiből állanak. A

bombák átmérője az építmény külső széle felé csökken. A kráterkitöltés erősen összesült lávafoszlányokból álló alja fölött egyre gyengébben osztályozott bombák következnek. A működés befejeződése után beszakadt krátert szárazföldi vagy vízi üledék töltheti ki.

*b) Pliniusi működés* alkalmával a nagy tömegű tefra és a gázok olyan magas kitörési oszlopot alkotnak (23.1 ábra), amelynek a levegőben többé-kevésbé kihűlt anyaga szabadesséssel hull vissza a térszínre. A nagy méretű tömbök és bombák a kráter közelében, a lapillik nagyobb távolságban érnek földet. Legmesszebbre a vulkáni por jut el (23.13 ábra). A kilövellt porból képződő két fázisú rendszer (a vulkáni porfelhő) ui. hosszú ideig lebeg a légkörben. A vulkáni törmelék tehát darabjainak tömege szerint igyekszik elkülönülni. Valójában azonban e törmelék szemcse-

23.5. táblázat. Néhány jelenkori vulkán egyetlen kitörése során kiropított törmelék mennyisége RITTMANN (1960) szerint

A vulkán neve	A kitörés éve	A vulkanoklasztitok mennyisége (km <sup>3</sup> )
Tamboro (Indonézia)	1915	150
Katmai–Novarupta (Alaszka)	1912	0
Krakatoa (Szumátra)	1883	18
Bezimjannij (Kamcsatka)	1956	2,8
Bandajsan (Japán)	1888	1,2
Sakurajima (Japán)	1914	0,6
Taal (Fülöp-szigetek)	1911	0,5



23.13 ábra. A vulkáni törmelék nagyság szerinti eloszlása a kitörés központjától való távolság és a széljárás függvényében, a kitörés kezdetén (A) és a kitörés után (B)

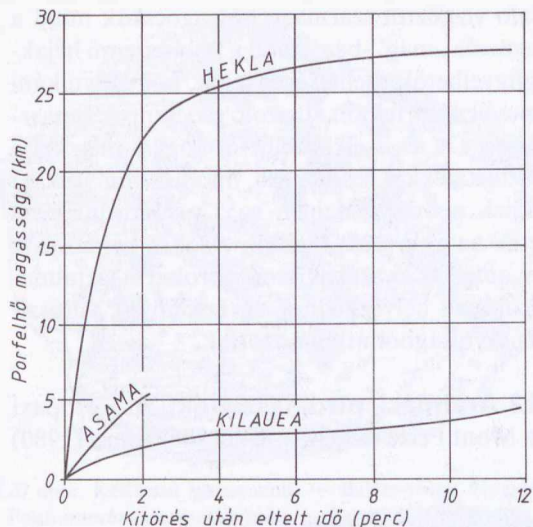
összetételét, szállítási távolságát és osztályozódását számos tényező befolyásolja. Ezek legfontosabbjai:

(1) A kitörési energia, vagyis az a felhajtó erő, ami a kisebb-nagyobb mélységben fragmentálódott és porlasztott lávát, továbbá közettörmelékét a forró gázok és gőzök kiterjedése révén a vulkáni építmény alsó szintjéből a felszín fölé emeli, igen nagy lehet (23.14 ábra). A Krakatoa 1883. évi kitörésekor a kb.  $18 \text{ km}^3$ -nyi törmelék kidobásához szükséges energiát pl.  $10^{19}$  J-ra becsülték. Az Asama (Japán, 1938) esetében  $1,7 \times 10^{13}$  J, a Heklánál (Izland, 1946)  $4 \times 10^{15}$  J, a Bezimjannijnál (Kamcsatka, 1956)  $4 \times 10^{16}$  J energiával számoltak (23.5 táblázat). Az energia, ill. a kidobott törmelék nagysága részint az aktiválódott magma mennyiségével, hőmérsékletével, gáztartalmával és viszkozitásával arányos. Freatikus kitöré-

sek esetén a gáztartalmat az  $1000\text{--}1300^\circ\text{C}$ -ú magának az áttört üledékek pórus-, ill. talajvizéből, vagy a szomszédos tó, tenger és gleccser vizéből származó gőztartalma is gyarapítja. A kisebb hőmérsékletű savanyú és intermedier magmák erősen viszkozus anyagának nagy robbanóképeségét a gáztartalom felgyülemzése okozza. Az egyébként is nagyobb hőmérsékletű, híg folyós, kvarcmentes, bázisos magmák viszont — amelyekből a gázok folyamatosan távoznak — jóval kevésbé robbanásveszélyesek.

(2) A szállított anyag sűrűsége magmafajtánként változik. Tömör bazaltnál  $2,8 \times 10^3$ , tömör riolitnál  $2,6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ . A salakos bazalt 2,7, a horzsakő 0,8—1,5, az obszidián átlagosan 2,3 sűrűségű. A kristálytörmelékek közül a kvarc sűrűsége 2,56, a földpáté 2,6—2,7, a biotit 3,0, a piroxéné 3,1—3,5, az amfibol 2,9—3,4.

A sűrűség jelentősen módosítja a törmelék nagyság szerinti öves elrendeződését, és egyúttal a leülepedő anyag vertikális gradációját



23.14 ábra. A vulkáni porfelhő magassága, mint a kitörési energia nagyságának jelzője

is előidézhethető (amiből a képződmény rendes vagy átbuktatott települése is megállapítható). Ezért a tufarétegek alja olykor durvább szemű és nagyobb sűrűségű, teteje pedig finomabb és kisebb sűrűségű szemcsékből áll. A gradáció azonban távolról sem szabályos, hiszen a kis sűrűségű horzsakődarabok csak jóval nagyobb térfogat esetén egyenlítik ki azt a tömegkülönbséget, amely közöttük és a sokkal kisebb, de lényegesen sűrűbb obszidián- vagy egyéb kőzetdarabok között van. Ezért a tefrák többsége gyengén vagy fordítva, egy része pedig szimmetrikusan osztályozott (23.15 ábra). Az osztályozás foka azonban a kitörési központtól távolodva növekszik. A Crater Lake, a Hekla és a Kelut vulkanoklasztjainak átlagos szemcsemérete FISHER (1964) szerint nagyjából a leülepedési távolság logaritmusával arányosan csökkent (23.16 ábra).

(3) A széljárás. A kitörés idején fűvő szél erősen befolyásolja a magasabb régiókba lökött porfelhő alakját és vándorlási irányát (23.13 és 23.17 ábra). Ezért a portakaró hossz tengelye a szélirányok eredőjébe esik. Ha az alsó légrétegek mozgása megegyezik a felsőbbsékével, keskeny és hosszan elnyúló porfelhő keletkezik. Ha viszont a magasban más irányú a szél, a porfelhő alakja széles és szabálytalan lesz. A porfelhő mérete, magassága és térfogata esetenként változó. A Krakatoa vulkáni felhője 20 km magasságot ért el; legfinomabb szemű porfrakciója pedig kétszer kerülte meg a Földet. A Mt. Katmai (1912) vagy a Tamboro (1915) porfelhője is körüljárta bolygónkat. A Csendes-óceán D-i részén egy a tengerfenékről vett kőzetminta arról tanúskodott, hogy az ott leülepedett tufa poranyagának legalább 3800 km távolságot kellett megtennie a levegőben (HUANG et al. 1973).

(4) A vulkáni kúrtó elhelyezkedése is befolyásolja a törmelékiszórás és lerakódás irányát. Ha ui. a kúrtó vagy hasadék tengelye jelentősen eltér a függőlegestől, akkor a kitörés a ballisztikus lövedékéhez hasonló pályán indítja el a törmelékot, és az a ferde hajítás törvényei szerint terül szét. A felhalmozódás ebből eredő aszimmetriáját a szél fellépése tovább bonyolítja.

Mindezt tekintetbe véve, a pliniusi vulkanoklasztikok három fáciesbe sorolhatók:

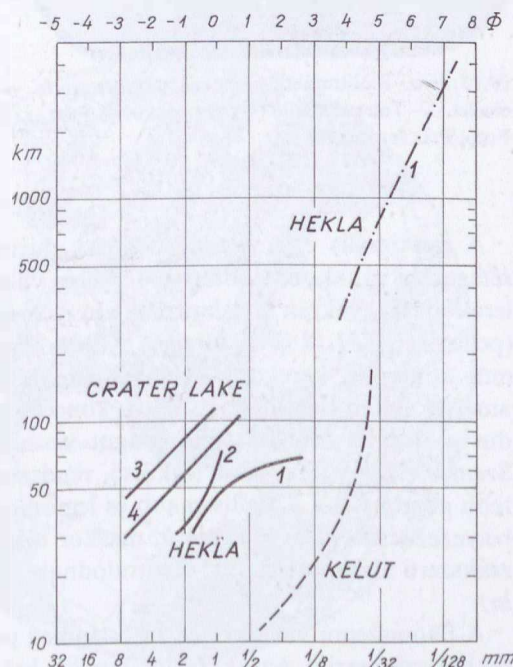
(a) A proximális fáciesnek a kúrtó körüli 2 km-es körzetében az összvastagság zömét kitevő tufaár- és antidüne-lerakódásokat bombatöredékek, a kis magasságú, de forró kitörési oszlopokét pedig összesült piroklasztok tartják. Típusa a Flegrei mezők pipernója.



23.15 ábra. Hullott piroklasztikum fordított gradációja. — Nevado de Toluca, Középső-Mexikó. — Vastagság kb. 58 cm. — In: BLOOMFIELD et al. (1977)

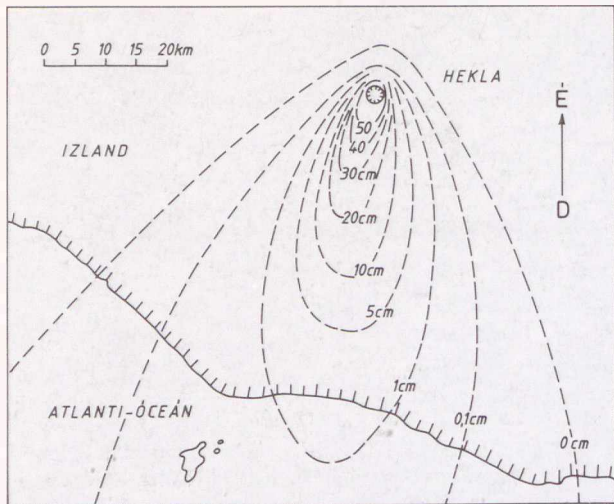
(b) A közbülső fácieset homogén horzsakőlapilli-rétegek jellemzik, de völgykitöltő tufaárak és antidüne-szerkezetek is előfordulnak. A max. szemcsenagyság, a medián és a rétegvastagság a távolsággal logaritmikusan csökken. Típusa a Laachi-tó és Pompeji horzsakőtufája.

(c) A disztális fácieset nagy kitörések esetén 1000 km távolsáig követhető porlerakódások jellemzik.

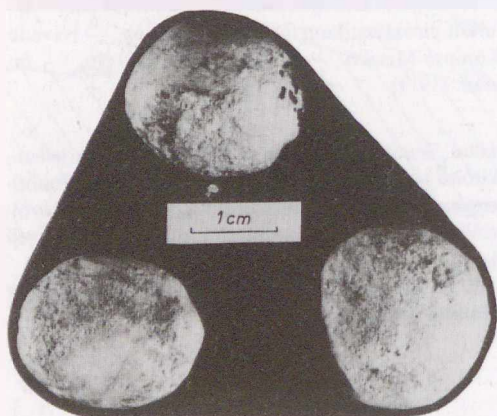


23.16 ábra. A piroklasztikum mediánjának a kráter-távolságtól való függése FISHER (1964) szerint

1. Barnásfekete tefra. — 2. Barnásszürke tefra. — 3. ÉK-i szórás. — 4. É-i szórás.



23.17 ábra. A Hekla 1947. III. 4-i kitörésekor felhalmozódott tefraréteg vastagsága THORARINSSON (1954) szerint



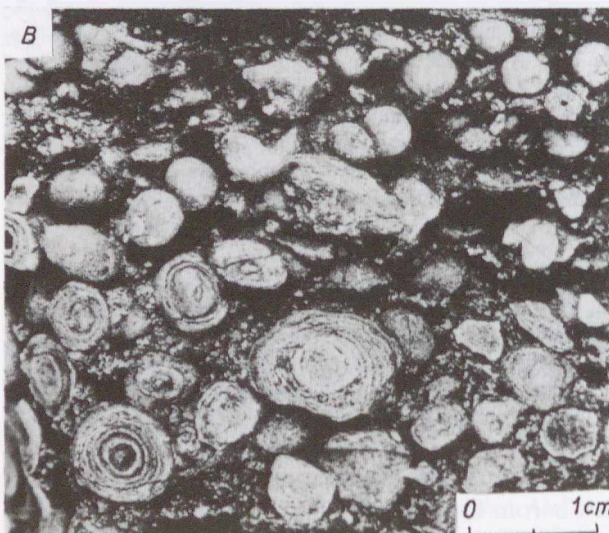
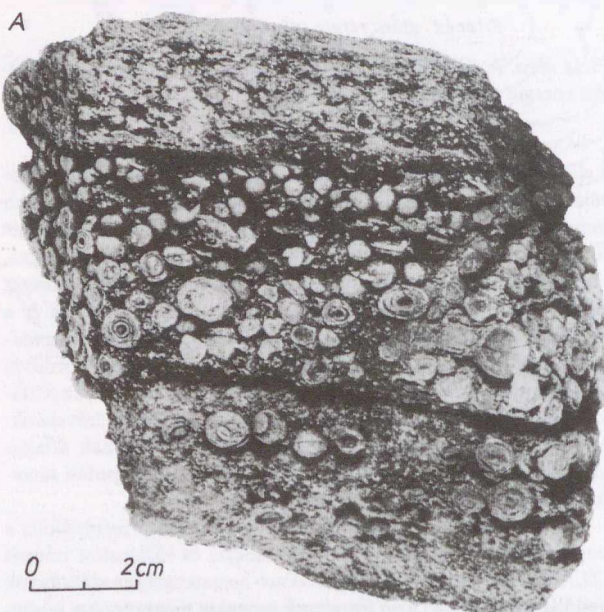
23.18 ábra. Riolittufából kimállott tufagalacsinok. — Szarmata emelet. — Tolcsva: Bellő. — Gy.: ILKEYNÉ PERLAKI ELVIRA. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

A proximális és a közbülső fácies durva lapillis rétegekkel váltakozó, többnyire tömeges vulkáni porlerakódásai gyakran tartalmaznak akkréciós lapilliket (pelletteket) (23.18 és 23.19 ábra). Ezek olyan 1–20 mm átmérőjű, kerekded vagy ellipszoidális testek, amelyek finom vulkáni por alkotta, koncentrikus héjai durva üvegtörmelékből álló magot vesznek körül. Szemcsézetük többnyire a legkülső, rendszerint sötétebb gömbhéjban a legfinomabb és legtömörebb. Elhelyezkedésük néha rétegszerű, máskor tölcsér- vagy zsákszerű alakzatokban koncentrálnak (23.1. tábla).

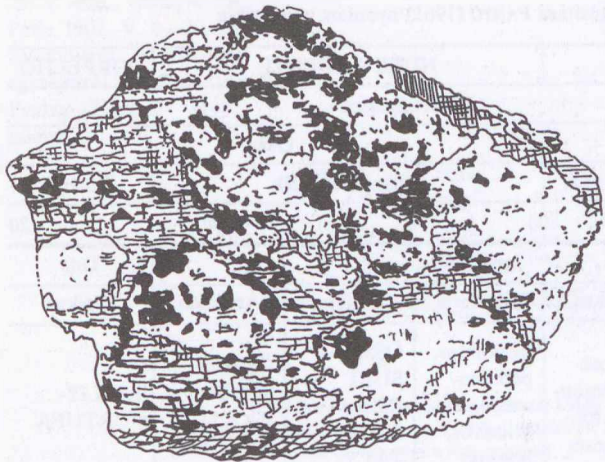
A finomszemű vulkáni por valószínűleg porkitörésekből származik. Az akkréciós lapillik kráterközei keletkezését feltehetően a központi magot alkotó üvegtöredékek felszínére tapadt vízfilm tette lehetővé.

Expandáló vízgőztől származó hólyagocskák mind a durvaszemcsés „mag”-ban, mind a finomszemű héjakban megfigyelhetők. Lehetséges tehát, hogy a vulkáni por szemcséit a porfelhőn áthatoló esőcseppek tapasztották össze. De az is elképzelhető, hogy a még kellő hő- és gáztartalékkal rendelkező, finomszemű vulkáni törmeléknek nedves térszínen való tova-gördülésével keletkeztek az akkréciós lapillik. Azok a példányaik azonban, amelyek kvarckavics-zsinórokat is tartalmazó riolittufában helyezkednek el (Izsófalva), valószínűleg kis távolságból áthalmozottak.

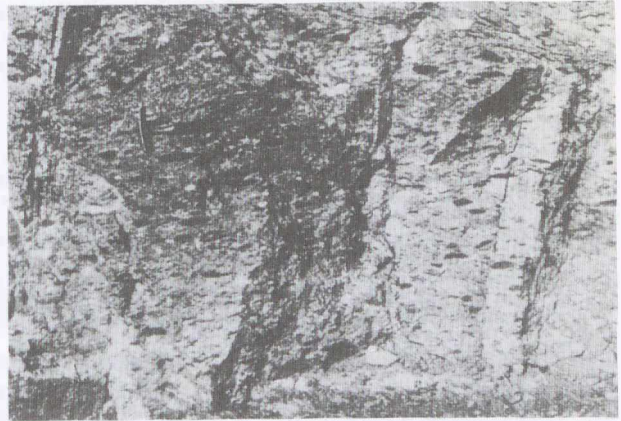
**23.312 Áramlási piroklasztitok.** A Cotopaxi (1878), a Mont Pelée (1902), a Mont St. Helens (1980)



23.19 ábra. Rétegzett riolittufa koncentrikus szerkezetű akkréciós lapillikkal. — A: kézipéldány. — B: a kézipéldány kissé nagyított részlete. — Lelőhely és kor ismeretlen. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ



23.20 ábra. Kétfázisú igniszpunit. — Balázs-völgy, Nagybózsva. — Felső-miocén: szarmata emelet. — PANTÓ G. (1962) után, 0,3 ×



23.21 ábra. Foltos-lencses igniszpunit. — Gran Canaria, Kanári-szigetek. — Foto: SCHMINCKE, H.-H., in FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970)

és más vulkánok izzófelhős kitöréseinek tanúsága szerint a tefra gyakran nem a légkörből visszahullva, hanem a talaj mentén gomolygó, többfázisú törmelék-árak folyásszerű mozgása után ülepszik le. Ezek a tefraárak nemcsak nagy ( $> 3000 \text{ km}^3$ -t elérő) tömegük, ásványtani és kémiai zonációjuk miatt érdemelnek figyelmet. Petrológiailag is igen fontosak, mert gyors kitörésből származó termékeik alapján a magmakamrák felső részének kitörés előtti állapotáról minden másnál jobb képet nyújtanak. Az ide tartozó lerakódások a következőképpen osztályozhatók: (1) Igniszpunitok. (2) Ártufák, vagyis a meleg és forró piroklasztikus folyási rendszerek (árak) laza, gyengébben vagy erősen összesült anyagai. (3) Hidroklasztos lerakódások. (4) Vulkáni fanglomerátumok.

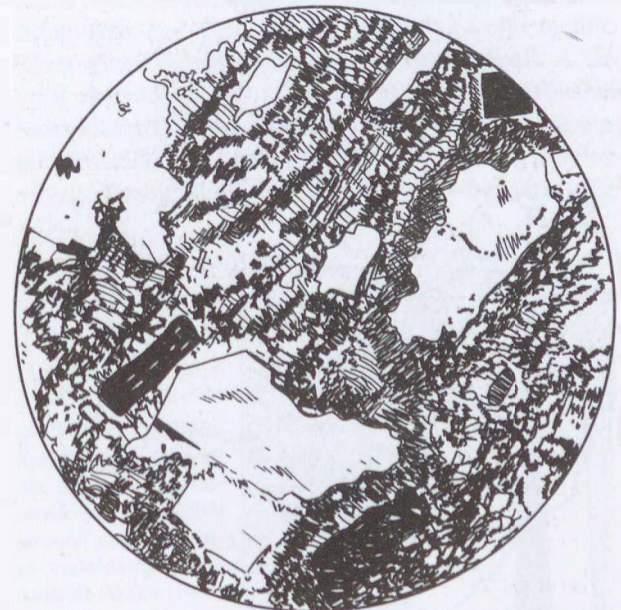
**23.3121 Az igniszpunit a hablávának a kitörési központ környékén megszilárdult terméke. A nem túlságosan gyakori — és még ártufaszolgáltatás esetén sem mindenütt keletkező —, de nagy sebességű lamináris áramlással haladó habláva a  $800\text{--}1200^\circ\text{C}$ -ú kőzetolvadékban diszpergált, szilárd kőzet-, valamint gázcseccskék rendszere. Genetikailag a homogén riolit-perlit olvadék és az összesült ártufa közé helyezhető (23.6 táblázat). A belőle képződött vastagabb igniszpunit-takarók a következőképpen tagolódnak.**

Legalul kétfázisú igniszpunit található, amelynek üveges anyagú és üreges szerkezetű, vöröses színű lencséit és darabjait fekete vagy sötét színű, üveges riolit járja át és köti össze, az üregbe is behatolva. Máskor sávós szerkezetű perlit itatja át az igniszpunitot. Ez az ignimbrit-változat a lávakötésű breccsára emlékeztet (23.20 ábra).

A középső tag, a foltos-lencses igniszpunit, nagy változatossága folytán nem jellemezhető egységesen. Leggyakrabban vörös vagy fehér színű, de világoskék, ibolya vagy zöld színű foltok és sávok

tarkítják. Főtömege porózus, üreges szerkezetű üveg, a horzsakő felé mutató átmenetekkel. Elég jelentős mennyiségű, egyenetlenül eloszló fenokristályt (plagioklász, biotit) tartalmaz. Tridimit és kálicföldpát anyagú üregkitöltései erős autopneumatolízisre utalnak. Ezt a változatot a Tokaji-hegységben régebben vagy riolitnak, vagy riolituffának tekintették (23.21 ábra).

A hablávalepel felső szintjét alkotó, vörös színű szilánkos törésű, üvegszerű, tömör és réteges igniszpunit savanyú kőzetüvegébe max. 2—3 mm-es fehér pettyek alakjában jelentkező, rosszul kristályosodott plagioklászok ágyazódnak. A kőzet színét finomdiszperz hematit adja. A kőzetüveg sávós szerkezete csak mikroszkóp alatt ismerhető fel (23.22 ábra). Korábban e kőzetet is vörös riolitként írták le.

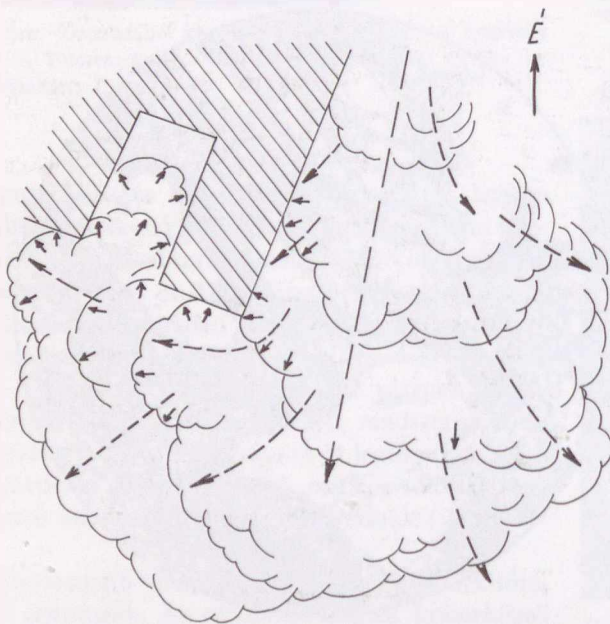


23.22 ábra. Tömör és réteges igniszpunit mikroszkópi képe. — Kőbérc, Nagybózsva. — Felső-miocén: szarmata emelet. — PANTÓ G. (1962) után. — 35,5 ×

KŐZET- KÉPZŐ REND- SZER	Működési mód	LÁVA	HABLÁVA		NUÉE ARDENTE			PORFELHŐ
	Fázis	Homodiszperz	Heterodiszperz					
	Diszperziós közeg	Olvadék			Gáz			
	Diszpergált anyag	Szilárd	Szilárd—olvadék—gáz		Szilárd—olvadék			Szilárd
	Hőmérséklet (°C)	1200		800		400		20
KÉP- ZŐD- MÉNY	Csoport	Kiömlési kőzet	Ignimbrit					Tufa
	Jelleg	Tipikus	Átmeneti	Tipikus	Átmeneti	Tipikus	Átmeneti	Tipikus
	Kőzet	RIOLIT, DÁCIT, OBSZIDIÁN, PERLIT	Szferolitos, horzsakő- ves, ignim- brites  PERLIT	Szürkesá- vos, tömött- sávós, fol- tos-lencsés  IGNISZ- PUMIT	Szferolitos, perlitlen- csés, ignim- britesávós, breccsás ÖSSZE- SÜLT RIOLIT- vagy DÁCIT- TUFA	ÖSSZE- SÜLT RIOLIT- KRIS- TÁLY- TUFA; ÖSSZE- SÜLT RIOLIT- ÜVEG- TUFA	ÖSSZE- SÜLT RIOLIT- ÁRTUFA  ÖSSZE- SÜLT DÁCIT- ÁRTUFA	RIOLIT- PORTUFA  DÁCIT- PORTUFA

**23.3122 Az ártufa** a turbulensen áramló, lavinaszerűen hömpölygő, gőzölgő, füstölgő és perzelő piroklasztikus árból származik (23.23 és 23.24 ábra). Ez gázban diszpergált olvadékok és szilárd alkotók rendszere. Hőmérsékletét SZÉKYNÉ FUX—MAURY (1978) Tokaj-hegységi ártufák szenesedett autochton fatörzsmaradványainak infravörös spektrumai alapján (23.7 táblázat) 300—400 °C-ban állapította meg. Megszilárdult termékei — a különböző ártufa- (lavinatufa-,

összesült tufa-) változatok — rövid idő alatt terítik be környezetüket, s a felszíni egyenetlenségeket kitöltve jutnak el a kitörés helyétől 5—120 km-nyire levő végpontjukra. Az egy kitörésből származó tufalepek több száz, sőt több százezer km<sup>2</sup>-t is beboríthatnak, vastagságuk azonban csak 3—70 m között van. Az erősebben összesült ártufák az igniszpumitokhoz, gyengébben összesült változataik pedig a hullott tufákhoz állanak közelebb. Kettejük határa alkotórészeik lágyulási pontjánál (kb. 550 °C-nál) vonható meg. Az ártufát az igniszpumittól a kristálytörédekek és a horzsakő nagyobb mennyisége, a vulkáni üveg kisebb aránya és törmelékesebb jellege különbözteti meg (1. 23.8 ábra).



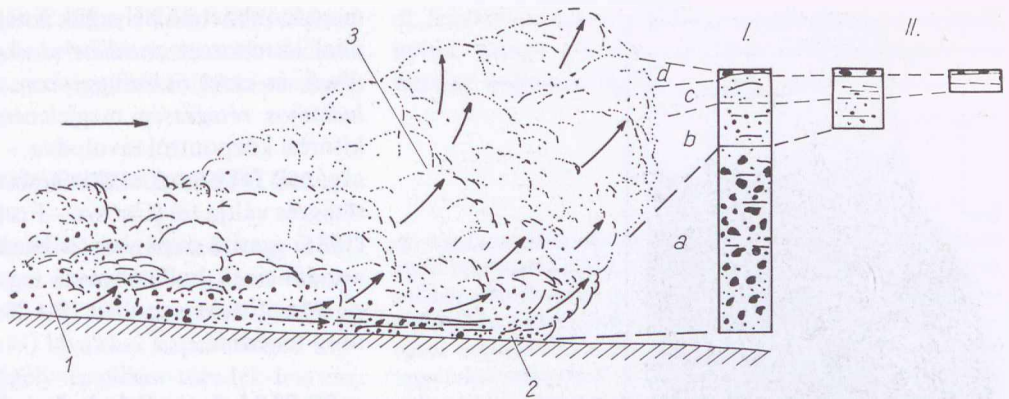
23.23 ábra. A Mt. Pelée 1902. évi izzófelhője tovaterjedésének az üledékei alapján rekonstruált felülnézeti képe FISHER—HEIKEN (1982) szerint

A vonalkázott rész egy épület alaprajza.

23.7. táblázat. Tufáarak és „nedves láva” paleohőmérsékletei a beljük zárt fatörzsmaradványok anyagának infravörös spektrumai alapján (SZÉKYNÉ FUX V.—MAURY R. 1978)

Sorszám	Beágyazó anyag	Lelőhely	A termális degradáció hőfoka	A taxon neve
1.	Riolit- ártufa	Fűzérkajata, tufabánya	300—350 °C	<i>Ulmoxylon campestre</i>
2.				
3.				
4.		Fűzér- kamlós, tufabánya	350—400 °C ~ 350 °C 300—350 °C ~ 350 °C	<i>Pterocaryoxylon</i>
5.				
6.				
7.				
8.	Propilites piroxénandezit	Telkibánya (Csengőbánya)	450—500 °C	<i>Fraxinoxylon</i>

23.24 ábra. Vázlat a Mt. Pelée 1902. V. 8—20-i izzófelhőjéről és ülepedési egységeiről oldalnézetben FISHER—HEIKEN (1982) szerint



A kezdetben még gravitációs osztályozódás nélküli piroklasztikus ár (1) előrehaladása közben egy alsó, tömb-por áradatra (2) és egy felső, jóval vastagabb, örvénylő por-gáz felhőre (3) különült. Ennek megfelelően a kráter-közeli (I), ill. a kráter-távoli fűcseck (II) szemcsenagysága, osztályozottsága és vastagsága is eltér egymástól.

a—c: Fölfelé finomodó lerakódások. Legfelül a könnyű horzsakőréteg (d).

Az erősen összesült tufák a nagy hőtartalékkal rendelkező ártufalepel belső rétegeiben keletkeznek. Üvegtörmelékeik szegélye újraolvadt, gyakran összeforrt, a meglágyult horzsakő erősen deformált. Ha a rétegterhelés az üveges alkotókat még képlékeny állapotban éri, akkor azok a horzsaköves szerkezet összealapulása folytán párhuzamosan rendeződnek (l. 23.8 ábra). Ha pedig az összesült tufa hablávával kerül érintkezésbe, a kettő határán különleges kontakt képződmény jön létre (PANTÓ 1962).

A hideg felszínen hömpölygő *lavinatufa-ár* legalsó részéből, továbbá a valamennyi ignimbrit-származék felső rétegéből keletkezett tufák a *gyengén összesült* kategóriába tartoznak. Ezeket az erősen összesült tufák jellemzőinek kisebb mérvű érvényesülése vagy részleges hiánya jellemzi.

Az ignimbrites kítőrések energiája kicsiny. Az izzófelhőből származó, szűkebb értelemben vett ignimbritek nagy mozgékonyasága nem az explózió kezdősebességétől, hanem az izzófelhő gázainak igen nagy mérvű kiterjedésétől származik, amely a rendszer belső súrlódását minimálisra csökkenti. A gázok expanzióját a 400—1000 °C-os hőmérséklet és a magma viszkozitása teszi lehetővé. SPARKS—SELF—WALKER (1973) szerint a vulkáni törmelék, por és forró gázok keverékéből álló, Pelée-típusú *izzó felhőknek* (nuées ardentes) két része van: (1) a piroklasztikus árra (pyroclastic flow) emlékeztető, viszonylag *sűrű alsó rész* és (2) az előlötti, kevésbé sűrű, de térszínhez tapadó *forró felhő* (ground surge). Az alsó résznek a kráter közelében lerakódó üledékei rétegzetlenek, durva szeműek és rosszul osztályozottak; csak a kítőrés helyétől távolabb finomodnak. Függőleges gradáció csak a forró felhőből származó, *vékony ártufa-leplekben* észlelhető; a közettörmelék szemnagyságának csökkenését azonban a kisebb térfogatsúlyú horzsakövek méretének növekedése ellensúlyozhatja (23.25 ábra). A lerakódás legalja közettörmelékeinek *fordított gradációja* a

laharokra (23.26 ábra), a horzsakövek méretének fölfelé való növekedéséből adódó *osztályozottsági szimmetria* pedig a vízi ülepedésű hullott tufákra (23.29 ábra) emlékeztető jellemvonás.

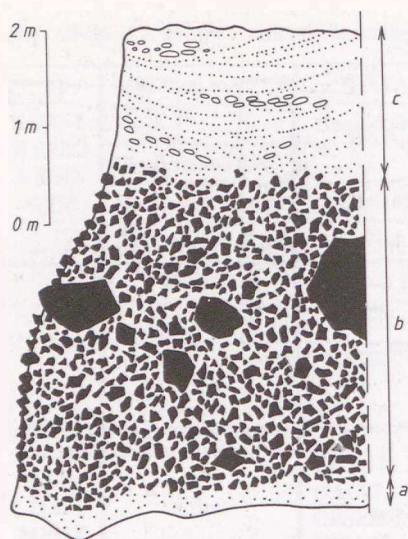
FREUNDT—SCHMINCKE (1986) ugyanezt úgy fejezi ki, hogy az ignimbrites „áramlási egység” finomszemű és vékony talpa fölött előbb fölfelé csökkenő méretű közettörmelék viszonylag vékony zónája következik. Az ennél vastagabb középső rész kevés és kis méretű horzsakövet tartalmaz. Ezt azután a durva horzsakövek vékony zónája fedi le. A négytagú áramlási egység felett porlerakódás települ.

**23.3123 A hidroklasztos lerakódások** a magma és a víz vagy víztartalmú üledék közötti kölcsönhatás eredményei. Ilyen pl. a sík térszínen mutatkozó *tufagyűrűk* egy része, amely viszonylag kevés mellékközet-törmelék-ből és sok vulkanoklasztból áll. A térszíni mélyedésekben található *maarok* környékének hidroklasztos üledékei viszont nagyon sok epiklasztot tartalmaznak. A Laachi-tó környéki, csak törmelékanyagot szolgáltató maarok (Nyugat-Németország)



23.25 ábra. Egy nuée-típusú kítőrés felszínhez tapadó, forró törmelék-gáz felhőjéből (ground surge) származó lerakódások ideális metszete ALLEN (1982) nyomán, módosítva

1. A közettörmelék szemcsenagyság-megoszlásának jelzése. — 2. A horzsakövek szemcsenagyság-növekedése.

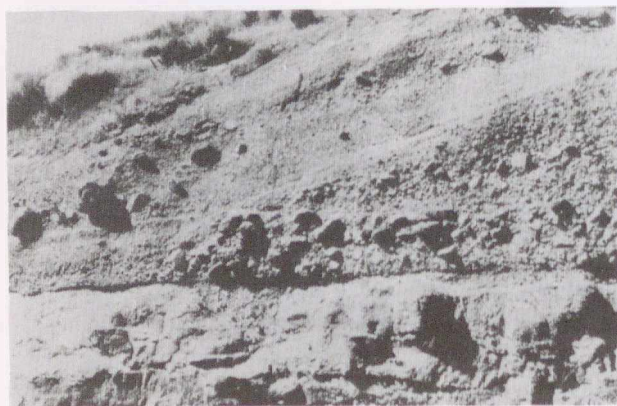


23.26 ábra. Egy lahar keresztmetszetének vázlatja SCHMINCKE (1967) szerint

a) Finomszemű talpi rész. — b) Durvaszemű, rosszul osztályozott középső rész. — c) Keresztrétegzett tufa horzsa-kavicsokkal.

keletkezését úgy magyarázzák, hogy az azok 2 km-nél is mélyebb tápcsatornáiba szivárgó víz gőzzé válása a kirobbantott kráter fölött közettörmelékekből, gázokból, gőzből és vízcseppekből álló, viszonylag alacsony hőmérsékletű kitörési oszlopot hozott létre. Az ennek aljából a kitörés korai stádiumában gyűrűszerűen kiinduló és az aljathoz tapadó, *hideg felhő* (*base surge*) minden irányban nagy sebességgel terjedt tova. Az oszlop összeomlása csak serkentette ennek a piroklasztikus árnál jóval kisebb sűrűségű hideg felhőnek a mozgását (ALLEN 1982).

A *hideg felhő* lerakódásai vékonyak, de folytonosak, és — rosszul osztályozottságuk ellenére — gyakran szimmetrikus vagy rendes gradációt mutatnak (23.26 és 23.27 ábra). A nagyon hasonló hullott tufaleplektől



23.27 ábra. Rétegzett tufával fedett, durvaszemű lahar. — Foto: SCHMINCKE, H.-U. in FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970, p. 568). — Yakimától Ny-ra (Washington, USA)

megkülönböztető bélyegük a nagy sebességű gázfelhő által létrehozott *antidüne-szerkezetek* (I. kötet; 3.60 ábra), és ezzel összefüggésben a kisebb-nagyobb ívű *hullámos rétegeség* megjelenése. E szerkezeteket a kitörési központtól távolodva — az antidünék magasságának fokozatos csökkenésével — sík párhuzamos rétegzés váltja fel (CROWE—FISHER 1973). YOKOYAMA (1981) szerint Japánban a bazaltos „base surge”-ök antidünéinek hullámhossza legfeljebb néhány m-t ér el; a dacitosaké azonban 10—20 m-ig, a riolitosaké 50 m-ig terjedhet.

**23.3124 A vulkáni fanglomerátum** (lahar) szárazföldi térszínen, de nagy mennyiségű víz jelenlétében, turbulens iszapfolyás révén keletkezik. Ebből a szempontból tehát átmenetet jelent a száraztér-színi és a vízi ülepedésű vulkanoklasztitok között. Keletkezési feltételeinek vegyes jellegéből fakadó, egyéni vonásai miatt azonban mindkét főtípustól különbözik.

A *lahar* indiai eredetű szó, s olyan egyenetlen felszínű lepelképződményt jelent, amelynek rosszul osztályozott törmelékanyaga vízzel keveredve ülepedett le. Kialakulásában mind az anyag szállítását, mind annak leüleпитését illetően a víznek és a nehézségi erőnek van döntő szerepe. A *lahar* a vulkáni működéshez kapcsolódó, *szárazföldi zagýarak* (iszapfolyások) *üledéke*.

*Hideg laharról* beszélünk, ha a zagýarhoz szükséges vízmennyiség a vulkáni törmelékiszórással egyidejűleg ömlő esőből, vagy a kitöréssel megolvasztott hó- és jégtakaróból származik. A *forró lahar* viszont lávaárak vagy piroklasztikus árok anyagának és az erupcióval áttört folyóvizek, tavak, krátertavak (maarok) sokszor forráspontra felhevített vizének keveredésével képződik.

A laharak nagy — néha több száz km<sup>2</sup>-nyi — területet borítanak el. Egy irányban megnyúlt folyásaik hossza 50—60 km-t is elérhet. Az egyes leplek viszonylag finomszemű és vékony alsó részére — minden átmenet nélkül — vastag, tömeges megjelenésű, durva és rosszul osztályozott középső rész települ. Ez fölfelé — fokozatosan — közepszemű, rétegzett vagy ferdén rétegzett lerakódásba megy át. Az alsó, finom és a közepső, durva rész határán *terhelési zsebek* és *lángszerkezetek*, sőt *áramlási barázdák* (ill. azok kitöltései) is megfigyelhetők. A közepső rész zömét csak kissé kerekített tufaszemcsék és ebbe ágyazott, <20 cm-es (néha azonban 3 m átmérőt is elérő), szögletes vagy csak kissé kerekített szemű, durva törmelék alkotja.

A lahar alsó, finom része olyan vízi iszapnak tekinthető, amely a fő tömegfolyás csúszófelületétől szolgált. A közepső rész fordított gradációja a szuszpenzió tehetetlenségével magyarázható. A 2—5 m vastagságú

laharleplek anélkül töltik ki a felszín mélyedéseit, hogy azok a tömegfolyás belső szerkezetét különösebben befolyásolják. Ez a szuszpenzió folyásképségét,

ill. felső részeinek az alsókon való tovahaladását bizonyítja. Ennek ellenére a legtöbb vulkáni iszapfolyás felszíne hullámos marad.

### 23.32 VÍZALATTI VULKANOKLASZTITOK

A tengeralatti kitörések helyben maradt vagy áthalmozódott termékei a mai óceánok 1—1,5 km vastagú bazaltos kérgének kb. 10%-át teszik ki. Nagy részük a párna- (pillow-) lávával kapcsolatban képződő *pillow-*, *pillowszegély-* és *pillow-töredék-breccsa*, bomba- és lapilli-breccsa, üveges lávatörmelék-ből képződött *hialoklasztit*. Az aktív szigetívek előtti és mögötti medencékben gyakoriak a víz alatti piroklasztikus áraból keletkezett vagy a szárazföldről behordott elsődleges és másodlagos törmelék-felhalmozódások.

A vízbe hullott és víz alatti kitörésből származó vulkanoklasztitok, valamint tufitok üledéktani jellegei több tekintetben eltérnek a száraz térszíni felhalmozódásúakétól. A víz szerepe elsősorban a lerakódás körülményeiben érvényesül. Nagy tömegű víz hűtőhatása pl. megbénítja az összesülési mechanizmust, kémiai hatása pedig a piroklasztitok mállását és diagenetikus átalakulását eredményezi.

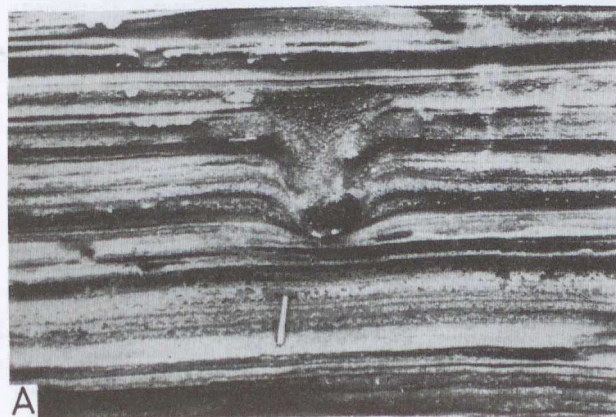
A vízben ülepedett vagy abban áthalmozódott vulkáni törmelék települési formáit párhuzamos és ferde-, ill. keresztretegzettség, a víz alatti suvadásnyomok gyakorisága s a térfogatsúly szerinti gradáció jellemzi (23.28 ábra). A más törmelékes üledékekkel szembeni eltéréseket az osztályozatlan törmelékanyag nagy tömegének gyors megjelenése vagy különleges szöveti sajátosságai magyarázzák (23.8 táblázat).

FISKE—MATSUDA (1964) szerint a japán neogén tengeralatti vulkáni kitörései során kidobott, dácitos összetételű törmelékanyag

egy része a víztükör fölé röpült, majd osztályozódva rakódott le. A kürtő közelségét a dácittörmelék durvasága, a kristálytöredékek és a tömör szövetű lapillik gyakorisága jelezte. Ezek tömege a víz alatti vulkáni kúp lejtőin piroklasztikus árként zúdult le. A vulkáni utánpótlás megszűntével a törmelékkúpon kialakult suvadások kisebb zagyarakat indítottak el. A felhalmozódás utolsó szakaszát az addig vízben lebegő, finomszemű por leperszerű rétegekben való leülepedése jelentette.

A tengervízben ülepedett savanyú vulkáni törmelék egyik sajátos vonása, hogy a kisebb méretű, de vízzel hamarabb telítődő horzsakőtörmelék leülepedése megelőzi a víz színén sokáig úszó, nagyobb horzsakődarabok ülepedését, és ez fordított vagy *szimmetrikus gradációt* eredményez (23.29 ábra).

A hullámzás és a vízáramlások alaposan megzavarhatják a frissen lerakódott piroklasztitok már kiala-

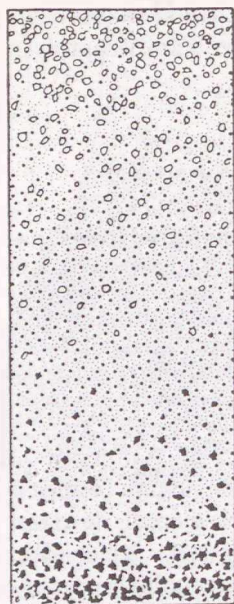


23.8. táblázat. Eredeti településű és áthalmozott tufák szövete és szerkezete CORRENS—LEINZ (1933) szerint

I. Eredeti településű tufák		I. + II.		II. Áthalmozott tufák	
Szállítási mód	Ülepedési térszín	Szövet	Szerkezet	Szállítóerő	Ülepedési térszín
Légi	Szárazföld	Porfíros	Rétegzetlen		
	Állóvíz		Párhuzamos és ferderétegzettség		
	Szárazföld	Egységes szemcsézet	Rétegzetlen	Folyóvíz	Állóvíz
				Hullámverés	Partszegély

23.28 ábra. A: Vulkanai bomba becsapódási krátere óholocén tufarétegekben. — Flegrei-mezők, Nápoly. — Ex: FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970)

B: Vulkanai bomba berriázi mészkőben. — Szászvár (Mecsek hegység). — A toll hossza 13,5 cm



23.29 ábra. Vízi ülepedésű tufaréteg szimmetrikus gradációjának vázlata

A lapillik (fekete) szemcsenagyságának fölfelé mutató csökkenését a horzsakőtörmelék (fehér) szaporodása és durvulása ellensúlyozza.

kult települési rendjét. A más összetételű üledékso-rokba zárt kis, olykor csak néhány cm vastagságú, nagy kiterjedésű, viszonylag rövid, de heves erupciók-ból származó, egységes osztályozottságú és anyagi összetételű, vízbe hullott tufarétegek kitűnő vezérfo-

### 23.33 KÜRTÖBRECCSÁK

A központi helyzetű vulkáni kürtőben és tápcsator-nában a kitörési periódus lezárulásával megmaradt lávadugót — könnyen illókban dús magma esetén — a felszín alatt rekedt posztvulkáni gázok áttörhetik. A robbanással keletkező szögletes átmetszetű és osztá-lyozatlan törmelék kisebb része a kráter fölé repül, nagyobb része viszont a kürtőben marad, és az ott fölfelé áramló gázoktól mozgatva tovább őrlődik. Ezért szemcséinek gyakorisági eloszlása a technikai őrleményeket jellemző ROSIN—RAMMLER—SPERLING-féle (RRS) eloszlást követi. A kürtőbreccsák szemcse-elemzési eredményeit kétszer logaritmusos hálón ábrá-zolva ui. egyenes összefüggést kapunk (I. kötet, 15.16 ábra).

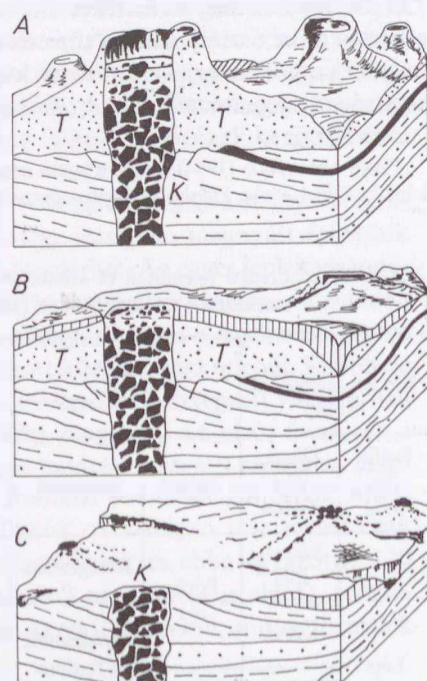
A kürtőkitöltések finomszemű törmeléke az őrlési folyamattal egyidejű fluidizáció kiváló hatására gyakran a legfelső szinten dúsul. A gázáramlás gyön-gülésével a laza törmelék összeroskad, tömörülni kezd, de csak utóvulkáni oldatok cementezik szilárd közzé. Végül is annyira ellenállóvá válhat, hogy a vulkáni építmény lepusztulása után annak emlékét csak a kürtőkitöltések őrzik (23.30 ábra). A kürtőki-töltés tengelymetszete a meredek közzetelér haránt-metszetére emlékeztet. Körvonala és közzetszerkezete a hosszú telérektől mégis élesen megkülönbözteti.

nalai a rétegtani tájékozódásnak. A Kárpát-medence harmadidőszaki üledékei számos ilyen — bontottsá-guk miatt olykor nehezen felismerhető — tufa-, ill. tufitréteget vagy -zsinórt tartalmaznak.

A vízbe hullott vagy víz alatti kitörésekből száрма-zó piroklasztikumok a víz zavarossá tételével, fény-áteresztő képességének csökkentésével, a víz fölmele-gítésével, tömeges felhalmozódásukkal, s a vulkáni gázok és oldatok kémiai aktivitásától is támogatva, megbolygatják környezetük biológiai és üledékképző-dési rendjét. Mindez a flóra- és faunakép megváltozá-sát, az élővilág gyors és tömeges pusztulását eredmé-nyezheti. A legdrasztikusabb változás a vízgyűjtő me-dence részleges vagy teljes feltöltődése.

A légi szállítású vulkáni törmelék a mélytengerekbe is eljut, és ott az üledékképződés igen lassú üteméhez képest számottevő arányban halmozódhat fel. E lera-kódások vizsgálata a mélytengeri üledékképződés se-bességéről, az egyes explóziók idejéről és tartamáról, s a kitörés helyéről nyújt tájékoztatást.

A savanyú-intermedier vulkáni kőzetek túlnyomó része jelenleg az óceáni litoszféra-lemezek szegélyén — a kontinensek körül és a szigetívek vonalában — képződik. Joggal tehető fel tehát, hogy a földtörténet korábbi szakaszainak nagy tömegű piroklasztitjai is ehhez hasonló környezetben képződtek.



23.30 ábra. Üledékes kőzeteket és vulkáni tu-fát (T) áttörő kürtőbreccsa (K) kipreparáló-dása a vulkáni építmény (A) betakarási (B) és lepusztulási (C) fázisaiban

## 23.4 A VULKANOKLASZTITOK DIAGENEZISE ÉS MÁLLÁSA

A piroklasztitok közül csak az összesült tufa és a lávakötésű agglomerátum válik a felhalmozódással egyidejűleg szilárd közetté. Minden más vulkáni törmelék laz szerkezet, nagy porozitás, kis állékony-ság jellemző. Ezek megszilárdulásának esélyei réteg-vulkáni szerkezetekben még a porhullás és nuée-tevékenység váltakozása esetén is igen kedvezőek, mert a lávatarak megvédik az alattuk fekvő, lazább tufarétegeket a lepusztulástól (*Tapolcai-medence bazaltvulkánjai*). A vékonyabb törmelékplek szárazföldön az áthalmozódásnak, vízi közegben pedig elteretődésnek és nem-vulkáni üledékanyaggal való keveredésnek és betemetődésnek vannak kitéve.

A vastagabb felhalmozódások megszilárdulását utóvulkáni oldatokból való ásványkiválás, átkristályosodás és a rétegterhelési nyomás segíti elő. A víz-telenedéssel járó tömörödés a szárazföldre hullott vulkanoklasztitoknál alárendelt jelentőségű. A vízi ülepedésű és a víz alatti kitörésekből származó vulkanoklasztitok *diagenezise* a többi törmelékes üledékéhez hasonló. A vízzel való telítődés ui. gyors lehűlést és tömörödést eredményez, az oxidatív környezettől való elzárttság és az utóvulkáni hatások minimális mértéke pedig gátolja az anyag mállását.

A szemcseméret és az anyagi összetétel alapvetően befolyásolja a diagenezis és a mállás menetét. Nagyobb reakciófelületük révén a kisebb szemcseméretű piroklasztitok dia- és epigenezise a durvábbakénál mélyrehatóbb. Az átalakulás elsősorban a vulkáni üveget érinti. Ez ugyan száraz és hűvös környezetben hosszú ideig stabil maradhat, a betemetődéssel járó hőmérsékletemelkedés és a pórusoldatok lúgosabbá válása következtében azonban lassanként elbomlik.

A **bázisos tufák diagenetikus átalakulása** a bazalt-üveg (szideromelán) palagonitosodásán keresztül a szemkitesedés felé halad. A folyamat a vulkáni üvegátlomány devitrifikálódásával kezdődik. A tufa alapanyaga és üvegtörmeléke zavarossá válik, és gyöngye kettős törésű, kriptokristályos *palagonittá* alakul. Eközben — 10—20 súly%-nyi víz felvétele és a kevésbé mozgékony Fe és Ni viszonylagos dúsulása mellett —  $\text{SiO}_2$ -tartalmának 1/3-át,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalmának felét, CaO-,  $\text{Na}_2\text{O}$ - és  $\text{K}_2\text{O}$ -tartalmának 3/4-ét veszíti el. Ugyanakkor a palagonit környezetében montmorillonit, zeolit (phillipsit, chabasit, analcim), opál és kalcit válik ki. Ezek pedig végül is kiszorítják a palagonitot.

Régebben azt hitték, hogy a palagonit a forró lávának vízzel való érintkezésén képződik. A szideromelán és a belőle keletkezett palagonit azonban mindig élesen határolódik el egymástól (1. 23.5 ábra). Ez arra utal, hogy a palagonitosodás általában alacsony hő-

mérsékleten és mikroméreteken lezajló, fokozatos oldódás és kicsapódás eredménye. A gélszerű palagonitszegély ui. lelassítja az általa körülzárt üvegtöredék átalakulását. Másfelől azonban — izlandi megfigyelések szerint — a magas hőmérsékletű fumarolák nagyon meggyorsítják az üvegtufák palagonitosodását.

*Forróvízes oldatok* hatására a szideromelánból klorit képződik, ennek kezdeti zöldes színe azonban oxidatív hatásra hamarosan sárgává, barnává, végül feketévé változik. Szabad szemmel az üveg a szurokhoz hasonló küllemű lesz.

A *kristálytörmelékek* közül az olivin és piroxén klorofeitté, szerpentiné és klorittá, a Ca-ban gazdag földpát pedig kalcittá, szericitté és agyagásványokká alakul át.

A bázisos vulkanoklasztitok *mállása* folyamán azok közetüvegéből és színes szilikátaiból nontronit, földpátjaiból kalcit, halloysit és kaolinit képződik. A mállástermékek összetétele és mennyisége ugyan nagymértékben függ a talajvíz lúgosságától, a leggyakoribb végtermék mégis a több-kevesebb vasat tartalmazó agyag (*bolusz*), ill. *laterit*, valamint a karbonát-tartalmú vagy attól mentes *bauxitos agyag*.

A **savanyú és intermedier** (dacit-, riolit-, trachit- vagy andezit-) **tufák diagenetikus átalakulása** is üvegtelenedéssel indul. A víz és az üveg közötti kölcsönhatás ezeknél is hidratációval és ioncserével kezdődik, ám palagonit-hoz hasonló közbülső termék csak ritkán keletkezik. A nuée-típusú vulkáni törmelékek fumarola-hatásra még forró állapotban üvegtelenedhetnek. Az erősen összesült, kis porozitású tufák üvege azonban sokáig ép maradhat. Üvegjük átkristályosodása esetén mikro- és kriptokristályos tridimit, krisztobalit, szanidin, albit, analcim és klinoptilolit keletkezik (25.8. tábla: 4; 25.9. tábla: 4).

Az *össze nem sült tufák közetüvege* mikrokristályos kvarcból, káliföldpátból és Na-plagioklászból álló, felzites szövetű kristályhalmazokká alakulhat át. Az üvegtöredékek a talajvízből történt, és 6%-ot is elérő vízfelvétel következtében koncentrikus repedések mentén kezdenek elválni (perlitesednek). Körülöttük vékony agyagásvány-szegély alakul ki. Az üvegből kiszabaduló  $\text{Na}^+$  és  $\text{K}^+$  megnöveli a pórusoldatok pH-ját, és ha ez 9 fölé emelkedik, az üveg teljesen feloldódik. Az így támadt üregeket pedig főleg alkáli-zeolitok, valamint különböző agyagásványok tölthetik ki.

A *kristálytörmelékek* közül a földpát agyagásvány-nyá és szericitté alakul, a színes szilikátok helyén klorit és vasoxid válik ki. A felszabaduló kovásva a közet pórusaiban és repedéseiben csapódik ki, több-kevesebb kalcit kíséretében.

Kovasavtartalmú talajvíz és utóvulkáni oldatok hatására meglehetősen gyakori a kőzetanyagok az üvegtelenedéssel egyidejű *kovásodása*, kvarccal, kalcedonnal, opállal való átítatódása. A posztvulkáni oldatok átítató, kiszorító és repedéskitöltő hatása azonban — ami gyakran finomszemű, kemény *kvarcolit* képződését eredményezi — általában kis területre korlátozódik. A szilifikálódott összletekben gyakoriak a kovásodott fatörzs- és ágmaradványok.

A savanyú és intermedier tufák *agyagásványosodásának* „végterméke” mind a szárazföldi, mind a tengeralatti mállás során, *lúgos kémhatás esetén* a szmektit (montmorillonit). A főtömegében montmorillonit és alárendelten beidellített alakult, száraz állapotban morzsálékony, nedvesen tixotrópos, sárga vagy zöld színű üvegtufa neve *bentonit* (22.61. fejezet: c).

*Savanyú pH-n* — főleg hidrotermák hatására vagy kőszénmocsarakban — a savanyú tufákból *kaolinit* keletkezik. A kőszéntelepeket fedő savanyú tufák átalakulási terméke azonban kevert rétegű illit/szmektit.

*Alkálikus és sós-alkálikus tavakban* a vulkáni üveg oldhatósága az alkalinitás és a sótartalom növekedé-

sével nő. Ezért a partmenti alkáli-zeolit övet a tó közepe felé előbb analcim-öv, majd kálföldpát-öv váltja fel (25.333. fejezetrész).

Az üveg *tengeralatti mállása* szmektit, phillipsit és analcim mellett főleg klinoptilolitot eredményez. Ezen ásványok relatív gyakorisága azonban a betemetődési mélység, ill. a földtani kor függvénye (22.3124. fejezetrész; I. kötet, 2.3223. és 2.5. fejezet). Ugyanis mind a bázisos, mind a savanyú piroklasztitok nagyobb mélységű (katadiagenetikus) átalakulását is a földpátok zeolitosodása kíséri. A zeolitok meghatározott nyomáson és hőmérsékleten kristályosodó indexásványok: a kezdődő metamorfózis zeolitfáciésének érzékeny indikátorai. Az átalakulás fokozódásával új ásványok (biotit, zöld amfibol, aktinolit) jelennek meg. Az eredeti földpátokat új földpát, kvarc és némi biotit halmazai helyettesítik. *Felzites tufák* átalakulásakor a szericit a legjellemzőbb ásvány, és ezt — csökkenő sorrendben — kvarc, biotit, klorit, epidot és klinozoit kíséri. *Máfikus tufákban* viszont az aktinolit és a klorit mennyisége növekszik meg a biotittal, klinozoit-tal és epidottal szemben (PETTIJOHN 1975).

## 23.5 A VULKANOKLASZTITOK JELENTŐSÉGE, HASZNOSÍTÁSA

A piroklasztikus anyag nemcsak a magmakamrák felső szintjének felépítéséről tájékoztat, hanem az üledékes rétegsorok összetételében is fontos szerepet játszik. GARRELS—MACKENZIE (1971) szerint a földtörténet folyamán létrejött üledékek 1/4-e vulkáni eredetű. A felismerhető vulkáni törmelék megjelenése az üledékes medencék lehordási területeiről, szállítási folyamatairól, valószínű paleomorfológiájáról és hegység szerkezeti kereteiről is felvilágosít. A földtanilag rövid időtartamú kitörésekből származó, de nagy területi elterjedésű és jellemző összetételű tufa- és tufitbetelepülések az egyébként nehezen tagolható szárazföldi és tengeri rétegsorokban is kitűnő izokrón vezérszintekül szolgálnak (pl. az észak-magyarországi vagy az erdélyi neogén riolit- és dacittufa-szintjei). A vulkáni üveg és a magas hőmérsékletű fenokristályok leülepedés utáni átalakulása pedig azoknak a dia- és epigenetikus folyamatoknak az érzékeny jelzője, amelyeken ezek az alkotórészek akár az édes- vagy tengervíz, akár a pórúsvíz hatására keresztülmentek. A hazai vulkanoklasztitok felszíni és felszínalatti elterjedéséről a 23.31 ábra tájékoztat.

Az ember a vulkanoklasztitokat sokféleképpen hasznosítja. A megfelelő állékonyságú, könnyen jöveszthető és formázható tufák pl. ősidők óta épületek, vár- és kerítésfalak, lépcsők, boltozatok anyagául szolgálnak. (Ilyen pl. a Tari Dacittufa Formáció ösz-

szült tufája.) Az Északi-középhegység déli lejtőin borospincék ezreit vájták andezit-, dácit- és riolittufákba. A Tihanyi-félszigetre telepített bazilita szerzetesek cellái is bazalttufába mélyültek. A SiO<sub>2</sub>-vel átítatott, finom- vagy durvaszemű riolit- és andezittufát már a neolitikumban csiszolásra, később malomként használták. A vulkáni tufákból keletkezett kaolinites vagy illites nemes agyagokból a kerámiai ipar étkezési készleteket és dísz tárgyakat, valamint durva kerámiai cikkeket (pl. elektromos szigetelőket, burkolólapokat, laboratóriumi eszközöket) állít elő.

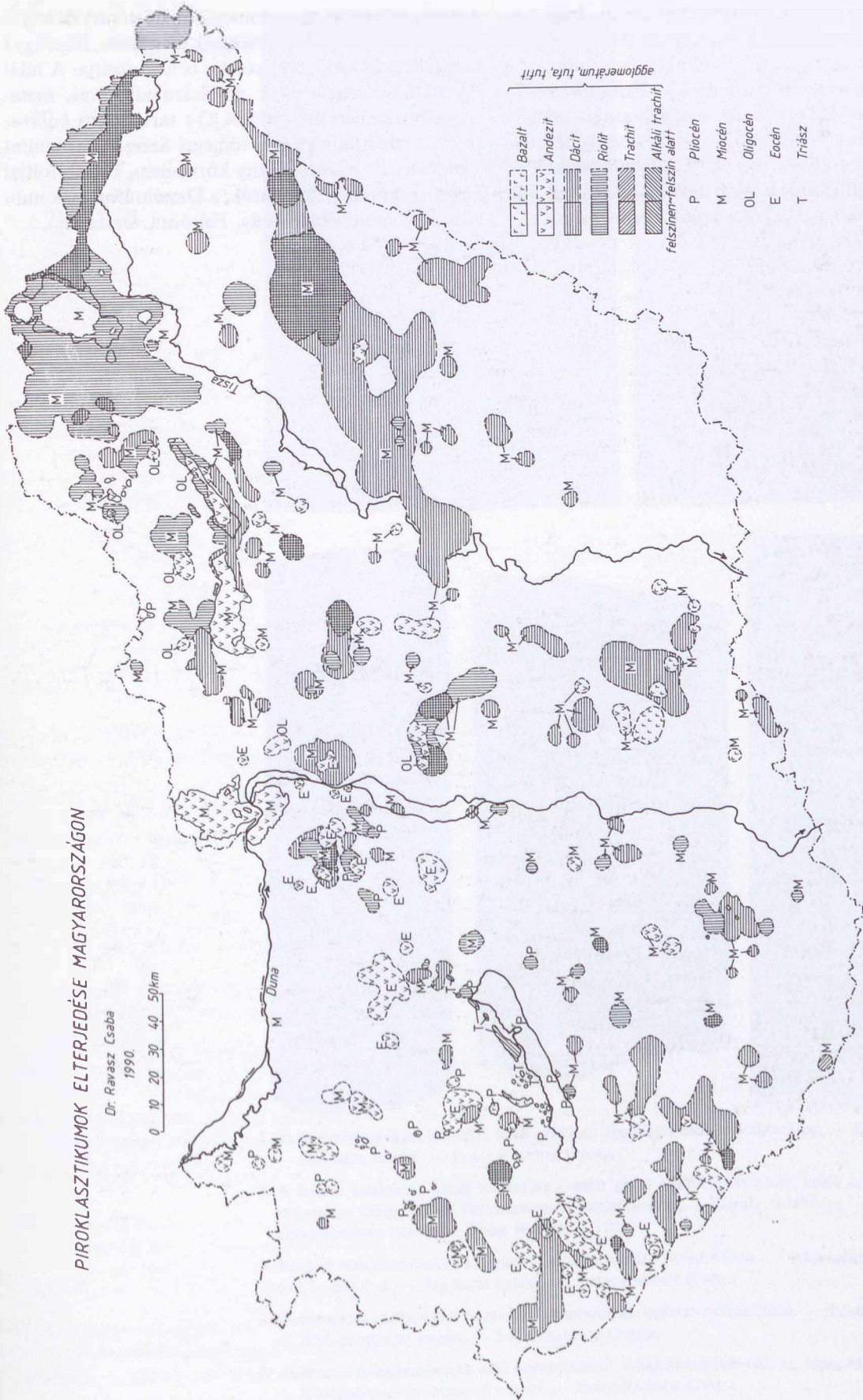
A tufák szmektitesevével keletkezett *bentonit* felhasználása elsősorban kation-abszorbeáló képességén, tixotrópiáján és szerves színező anyagokat megkötő tulajdonságán alapul. Főtömege bázisos tufából (Várkesző, Egyházaskesző, Magyargencs), kisebb hányada riolitos piroklasztikumból (Mád, Komlóska, Sárospatak, Istenmezeje) származik. *Kallóföld* néven a gyapjú, *derítőföldként* a kőolaj, zsír, bor, ecet, gyümölcsle tisztítására vagy színtelenítésére alkalmazzák. Duzzadóképeségét és tixotróp viselkedését a mélyfúrás technikában, aknák, gátak, hulladéktemetők szigetelésében hasznosítják.

Hazánkban az 1970-es évek végétől nyert ipari méretű felhasználást az ugyancsak tufákból képződött *zeolitoknak* az a csoportja (klinoptilolit, mordenit), amely kimagasló kationszelektivitása, pH-stabilitása

PIROKLASZTIKUMOK ELTERJEDÉSE MAGYARORSZÁGON

Dr. Ravasz Csaba  
1990.

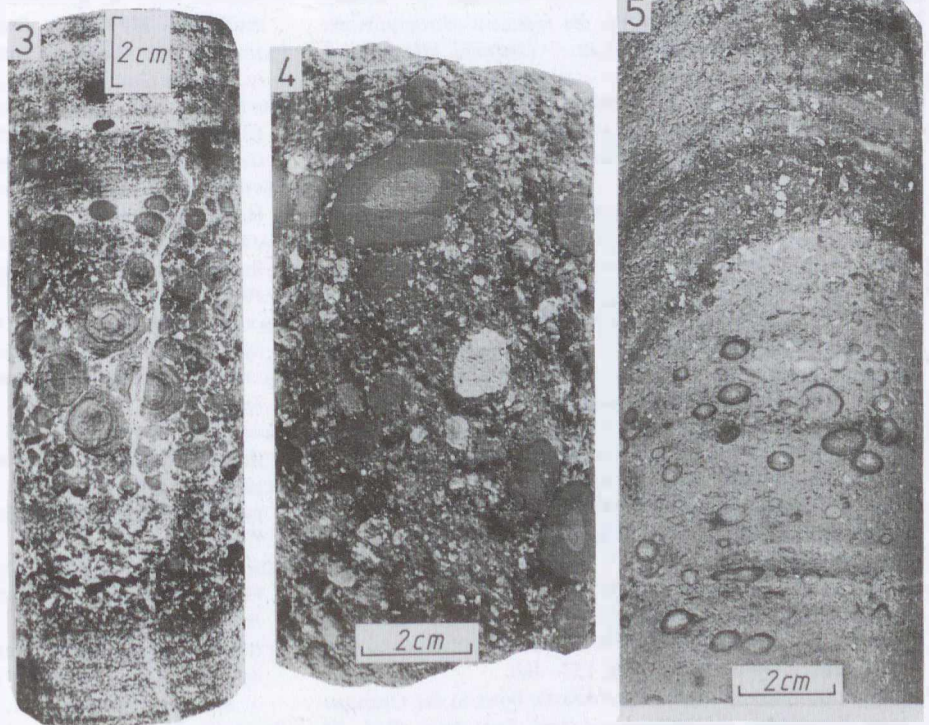
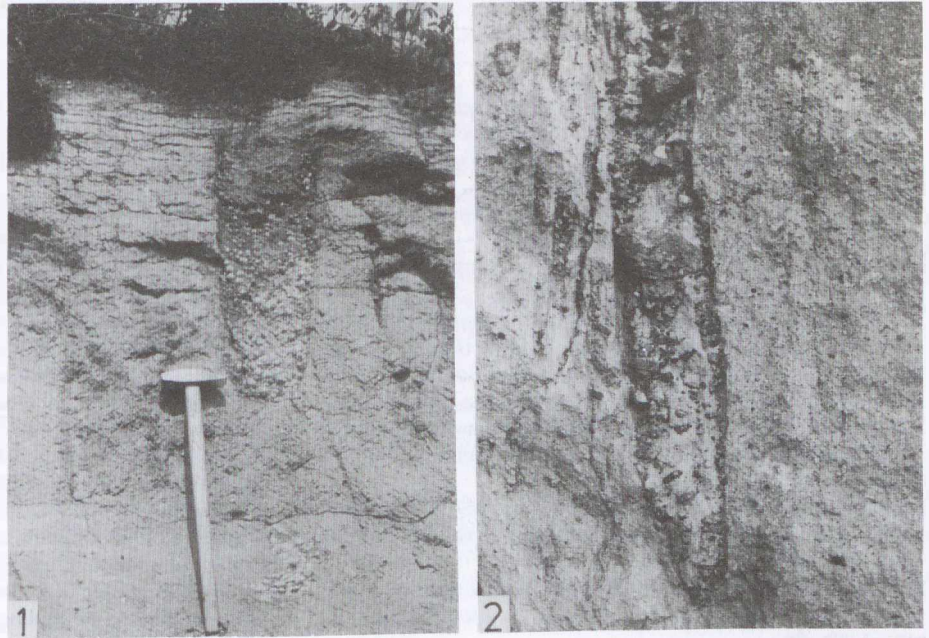
0 10 20 30 40 50 km



23.31 ábra. A különböző korú piroklasztikumok (vulkanoklasztitok) felszíni és felszín alatti elterjedése Magyarországon

és hőálló képessége alapján molekulaszűrő, katalizátor és ioncserélő gyanánt széles körben alkalmazható. Különösen fontos ezeknek a radioaktív izotópok megkötésére alkalmas volta. A zeolitok az Északi Mecsekben (Szászvár, Máza, Váralja térségében) levő, alsómiocén korú és a Gyulakeszi Formációba sorolt plagioklászriolit ártufának 60—80 térf. %-át teszik ki. A Tokaji-hegységi (Mád, Rátka, Tolcsva környéki) középső-miocén korú Tari Dacittufa Formációnak pe-

dig 30—50 térf. %-a zeolitosodott. E lelőhelyek anyagát a mezőgazdaság (pl. szikesek javítására, hígtrágya kezelésére) és az állattenyésztés is hasznosítja. A talajok káliumvesztésének pótlására alkalmas, metasomatózis révén 8—10%  $K_2O$ -t tartalmazó *kálitrachittufa* jelentősebb hazai tömegei Szerencs, valamint Telkibánya—Füzérradvány környékén, kisebb foltjai Mátrakeresztesen találhatóak; a Dunántúlon csak indikációi ismeretesek (Pécsely, Felsőörs, Örvényes).



1. Tufagömböcskékkel kitöltött, lefelé szűkülő, függőleges tölcser riolittufában. — Kondó: Balázstető. — Szarmata emelet. — Foto: RADÓCZ GYULA
2. A frissen lerakódott riolit lavinatufa összetet gazai által kirobbantott, lefelé szűkülő, függőleges tölcseret utólag kitöltő durva szemcsék elhelyezkedése. — Vizsoly, tufabánya. — Felső-szarmata-alsó-pannóniai emelet. — Foto: RADÓCZ GYULA
3. Bontott tufagömböcskék rétegszerű felhalmozódása riolittufában. — Alsóvadász Av-1. sz. fúrás: 670,7–678,0 m. — Szarmata emelet. — Foto: RADÓCZ GYULA
4. Összemosott törmelékkel vegyes tufagömböcskék legfelső riolittufitban. — Edelény-466. sz. fúrás. — Alsó-pannóniai emelet. — Foto: RADÓCZ GYULA
5. Akkréciós tufagömböcskék alsó riolittufában. — Sajószentpéter-102. sz. fúrás: 500–505 m között. — Középső-miocén: ottngai emelet. — Foto: RADÓCZ GYULA

- ALLEN, J. R. L. 1982: *Sedimentary Structures. Their character and physical basis. I—II.* — Developments in Sedimentology, **30A—30B**, Amsterdam: Elsevier, 17 + 593, ill. 13 + 663 p.
- BAJANIK, Š.—BIELY, A.—MIKO, G.—PLANDEROVÁ, E. 1979: A Paleozoic volcano-sedimentary complex of Predná hoľa (Nízke Tatry mountains) — *Geol. práce. Správy*, **73**, 7—28.
- BLOHINA, L. J.—KOPTEV-DVORNIKOV, V. S.—LOMISE, M. G.—PETROVA, M. A.—TIHOMIROVA, E. J.—FROLOVA, T. J.—JAKOVLEVA, JE. B. 1959a: O principah klassifikacii i nomenklature drevnih vulkanogennih oblomocsnih porod. — *Szov. Geol.*, **5**, 73—80.
- BLOKHINA, L. I.—KOPTEV-DVORNIKOV, V. S.—LOMIZE, M. G.—PETROVA, M. A.—TIKHOMIROVA, I. E.—FROLOVA, T. I.—YAKOVLEVA, E. B. 1959b: Principles of classification and nomenclature of the ancient volcanic clastic rocks. — *Internat. Geol. Rev.*, **1**, 56—61.
- BLOOMFIELD, K.—RUBIO, G. S.—WILSON, L. 1977: Plinian eruptions of Nevado de Toluca volcano, Mexico. — *Geol. Rundschau*, **66**, 120—146.
- BÓNA J.—KOVÁCS E.—SZILÁGYI T. 1983: Vulkáni törmelékes képződmények a Váralja-11. sz. fűrésben. — *Földt. Kutatás*, **26**, 2—3, 87—94.
- CORRENS, C. W.—LEINZ, V. 1933: Tuffige Sedimente des Tobasees (Nordsumatra) als Beispiele für die sediment-petrographische Bedeutung von Struktur und Textur. — *Centralbl. Min. Geol.*, **4**, 382—390.
- CROWE, B. M.—FISHER, R. V. 1973: Sedimentary structures in base-surge deposits with special reference to crossbedding, Ubehebe Craters, Death Valley, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **84**, 663—682.
- FISHER, R. V. 1964: Maximum size, median diameter, and sorting in tephra. — *J. Geophys. Res.*, **69**, 341—355.
- FISHER, R. V. 1966a: Rock composed of volcanic fragments and their classification. — *Earth Sci. Rev.*, **1**, 287—298.
- FISHER, R. V. 1966b: Geology of a Miocene ignimbrite layer, John Day Formation, eastern Oregon. — *Univ. Californ. Publ. Geol. Sci.*, **67**, 1—58.
- FISHER, R. V. 1978: Base-surge deposits. — Volcanoclastic sediments and rocks. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg: Dowden, Hutchinson & Ross, 38—40 és 851—854.
- FISHER, R. V.—HEIKEN, G. 1982: Mt. Pelée, Martinique: May 8 and 20, 1902, Pyroclastic Flows and Surges. — *J. Volcan. Geothermal Res.*, **13**, 339—371.
- FISHER, R. V.—SCHMINCKE, H.-U. 1984: *Pyroclastic Rocks.* — Berlin, Heidelberg, etc.: Springer, 472 p.
- FISHER, R. V.—WATERS, A. C. 1970: Base surge bed forms in maar volcanoes. — *Amer. J. Sci.*, **268**, 157—180.
- FISKE, R. S. 1963: Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapeosh Formation, Washington. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **74**, 391—406.
- FISKE, R. S.—MATSUDA, T. 1964: Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. — *Amer. J. Sci.*, **262**, 76—106.
- FOXWORTHY, B. L.—HILL, M. 1982: Volcanic Eruption of 1980 at Mont St. Helens. The First 100 Days. — *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, **1249**, 124 p.
- FREUNDT, A.—SCHMINCKE, H.-U. 1986: Generation and emplacement of pyroclastic flows at Laacher See Volcano (E. Eifel, Germany). — *Bull. Volcanol.*, **48**, 39—59.
- FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — *Sediment-Petrologie II.* — Stuttgart: Schweizerbart, 726 p.
- GARRELS, R. M.—MACKENZIE, F. T. 1971: *Evolution of Sedimentary Rocks.* — New York: Norton, 397 p.
- GOTTARD, G. 1989: The genesis of zeolites. — *Europ. Jour. Miner.*, **1**, 4, 479—487.
- HEIKEN, G. 1972: Morphology and petrography of volcanic ashes. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **83**, 1961—1988.
- HUANG, T. C.—WATKINS, N. D.—SHAW, D. M.—KENNET, J. P. 1973: Atmospherically transported volcanic dust in South Pacific deep sea sedimentary cores at distances over 3000 km from the eruptive source. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **20**, 119—124.
- IJIMA, A. 1984: A petrochemical aspect of the zeolite formation in volcanoclastic rocks. — *Proceed. 27th Internat. Geol. Congr.*, **4**, *Sedimentology*, 29—52. — VNU Science Press.
- LEYS, O. A. 1983: Volcanic and sedimentary processes during formation of the Saefelt tuff ring, Iceland. — *Transact. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **74**, 15—22.
- MOORE, B. N. 1934: Deposits of possible nuée ardente origin in the Crater Lake region, Oregon. — *J. Geol.*, **42**, 358—375.
- MOORE, J. G.—PECK, D. L. 1962: Accretionary lapilli in volcanic rocks of the western continental United States. — *J. Geol.*, **70**, 182—193.
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbrit-kérdés alakulása és magyarországi vetülete. — *MTA Műsz. Oszt. Közl.*, **29**, 299—332.
- PANTÓ, G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, **6**, 307—331.
- PANTÓ, G. 1967: Hauptgesichtspunkte zur Kennzeichnung und Klassifizierung der pyroklastischen Gesteine. — *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. B. Min. Lagerst.-forsch.*, **12**, 165—171.
- PETTIJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks.* (3. kiadás) — New York: Harper, 299—315.
- RADÓCZ GY. 1976: Akkréciós tufagömbök jellemzése és települési formái a Borsodi-medence miocén riolituffáiban. — *Földt. Közl.*, **106**, 1, 69—77.
- RAVASZNÉ BARANYAI L. 1973: A kelet-mecseki miocén képződmények ásvány-közöttani vizsgálata. — *MÁFI Évk.*, **53**, 2, 257 p.
- RITTMANN, A. 1960: *Vulkane und ihre Tätigkeit.* — Stuttgart: Enke, 366 p.
- ROSS, C. S.—SMITH, R. L. 1961: Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification. — *US. Geol. Prof. Pap.*, **366**, 81 p.
- SCHMID, R. 1981: Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments. — *Geol. Rdschau*, **70**, 2, 794—799.
- SCHMINCKE, H.-U. 1967: Graded lahars in the type sections of the Ellensburg Formation, South Central Washington. — *J. Sed. Petrology*, **37**, 438—448.
- SCHMINCKE, H.-U. 1988: Pyroklastische Gesteine. — In: FÜCHTBAUER, H. (ed.): *Sedimente und Sedimentgesteine.* (4. Auflage). — Stuttgart: Schweizerbart, 543—568.
- SCOTT, K. M. 1988: Origins, Behavior, and Sedimentology of Lahars and Lahar-Runout Flows in the Tautle-Cowlitz River System. — *U. S. Geol. Surv., Prof. Paper*, **1447-A**, 74 p.
- SELF, S.—SPARKS, R. S. J. (eds) 1981: *Tephra Studies.* — Reidel Publishing Co.
- SMITH, A. L.—FISHER, R. V.—ROOBOL, M. J.—WRIGHT, J. V. 1981: Pyroclastic flows and surges: examples from the Lesser Antilles. — In: SELF, S.—SPARKS, R. S. J. (eds) 1981: 421—425.
- SPARKS, R. S. J.—SELF, S.—WALKER, G. P. L. 1973: Products of ignimbrite eruption. — *Geology*, **1**, 115—118.
- SZÉKYNÉ FUX V.—MAURY R. 1978: Tokaji-hegységi riolituffaárak és propilites andezitláva hőmérséklete szenesedett fatörzsek szerves anyagának infravörös spektruma alapján. — *Földt. Közl.*, **108**, 564—570.

- THORARINSSON, S. 1954: *The tephra-fall from Hekla on March 29, 1947. The eruption of Hekla, 1947—1948.* — Mus. Nat. Hist. Soc. Sci. Islandica, Reykjavik, 68 p.
- TÖRÖK, Z. 1961: Vorschlag für eine Verbesserung der Klassifizierung und der Forschungsmethodik der Pyroklastite. — *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 7, 1—2, 351—357.
- VLODAVETS, V. I.—MALEYEV, YE. F.—PETROV, V. P.—GAPEYEV, G. M.—KHABAKOV, A. V.—FROLOVA, T. I.—MILLER, YE. YE.—DZOTSENIDZE, G. S.—SHIRINYAN, K. G.—KVASHA, L. G. 1963: Draft of the proposal submitted to the commission of the classification of pyroclastic rocks elected at the First All-Union Volcanology Conference. — *Internat. Geol. Rev.*, 5, 516—524.
- WALKER, G. P. L. 1971: Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. — *J. Geol.*, 79, 696—714.
- WATERS, A. C.—FISHER, R. V. 1970: Maar volcanoes. — *Proc. 2nd Columbia River Basalt Symp., Cheney, Eastern Washington Coll. Press.* 157—170.
- WENTWORTH, C. K.—WILLIAMS, H. 1932: The classification and terminology of the pyroclastic rocks. — *Rept. Comm. Sediment., Bull. Nat. Res. Coun.*, 80, 10—53.
- WILLIAMS, H.—TURNER, F. J.—GILBERT, CH. M. 1955: *Petrography.* — San Francisco, 406 p.
- WRIGHT, J. V.—SMITH, A. L.—SELF, S. 1981: A terminology for pyroclastic deposits. — In: SELF, S.—SPARKS, R. S. J. (eds): *Tephra Studies*, 457—463.
- YOKOYAMA, SH. 1981: Base surge deposits in Japan. — In: SELF, S.—SPARKS, R. S. J. (eds): *Tephra Studies*, 427—432.

# 24. ÜLEDÉKES KARBONÁTKÖZETEK

HAAS JÁNOS, J. EDELÉNYI EMŐKE ÉS BALOGH KÁLMÁN

## 24.1 FOGALOM, ELHATÁROLÁS, LEÍRÓ ELNEVEZÉSEK

Ezt a népes kőzetcsaládot, amelynek az összes üledékes kőzet 15%-ára becsült tömege közvetlenül a törmelékes és agyagkőzeteké után következik, az alkáli földfémeknek (Ca, Mg, Sr, Ba), továbbá a  $Fe^{2+}$ -,  $Mn^{2+}$ -, Zn-, Pb-, Ni-nek 100 °C alatti édes- és sósvezekekből kémiai vagy biokémiai kicsapódó karbonátjai alkotják (24.1 táblázat). Ez a meghatározás a nagy nyomáson és hőmérsékleten keletkezett magmás és metamorf eredetű karbonátitokat — pl. a márványt — eleve kirekeszti a felszíni vagy felszínközeli p/t-viszonyok között képződött karbonátok köréből. Meghagyja viszont közöttük a melegforrásoknak a közönséges hőmérsékletű vizekétől nehezen elkülöníthető karbonátkiválásait.

A felszínközeli stabilis karbonátásványok gyakoriságának megfelelően az üledékes karbonátkőzetek problematikája többnyire a *mészkö-* és *dolomitfaj-*

*ták* körére szűkül. A *magnezit* és a *sziderit* ui. kőzetalkotó módon csak viszonylag kisebb tömegekben, gyakran a mészkö és a dolomit kationjainak hidrotermális kizorítása (metaszomatózisa) révén képződik. Az üledékes vaskarbonátokat — azoknak a vas természeti körforgalmához kapcsolódása miatt — a 27. fejezet, a Mn-karbonátokat pedig — hasonló okokból — a 28. fejezet ismerteti.

*Mészkönek* (limestone) azt az uralkodóan kémiai vagy biokémiai eredetű, kisebb részt helyi vagy rövid távú áthalmazódásból származó üledékes kőzetet nevezzük, amely legalább 90%-ban kalcitból vagy aragonitból áll. Teljesen tiszta fajtáiból a kémiai elemzés 56% CaO-ot és 44% CO<sub>2</sub>-ot mutat ki. Általában azonban több-kevesebb idegen anyagot is tartalmaz, ami módosítja ideális összetételét. Ennek egy része ülepedés közben hozzákeveredett kavics, homok, kő-

24.1 táblázat. Az üledékes kőzetek karbonátásványai

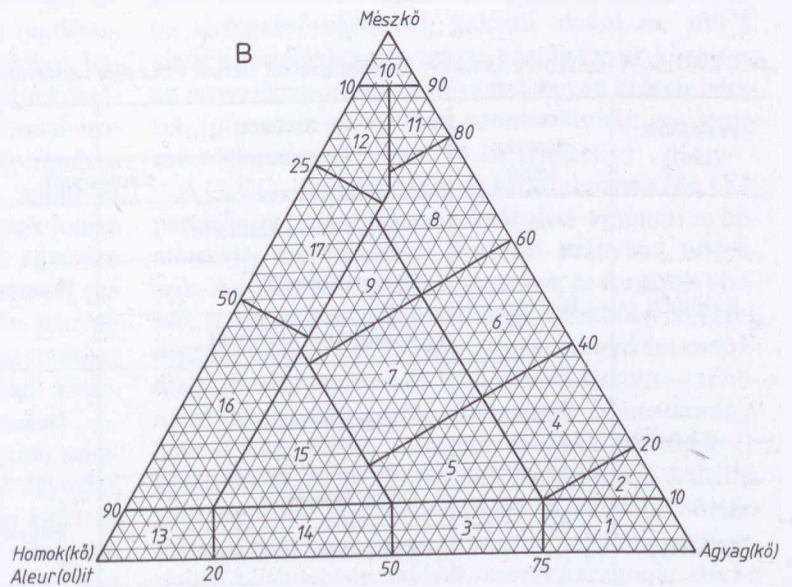
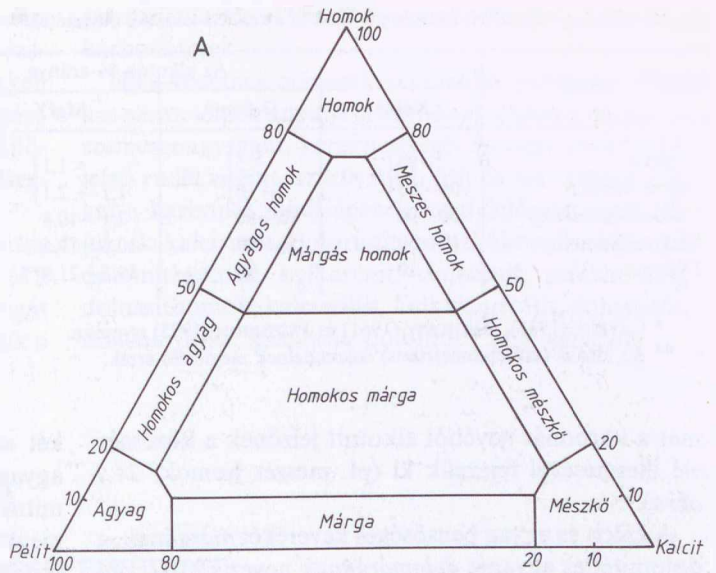
Kristályosztály és ásvány	Kationsugár Å	Kristályosztály és ásvány	Kationsugár Å
<i>Hexagonális:</i>		<i>Trigonális romboédéres:</i>	
CaCO <sub>3</sub> vaterit	0,99	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> dolomit	
<i>Ditrigonális szkalenoédéres:</i>		Ca(Mg, Fe <sub>&lt;0,2</sub> ) (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> vasdolomit	
CaCO <sub>3</sub> kalcit	0,99	Ca(Mg, Fe <sub>&gt;0,2</sub> ) (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> ankerit	
Ca <sub>1-x</sub> (Mg <sub>x</sub> ).CO <sub>3</sub> Mg-kalcit		Ca(Mg, Fe) (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> ferrodolomit	
Ca <sub>1-x</sub> (Fe <sub>x</sub> <sup>2+</sup> ).CO <sub>3</sub> ferrokalcit		<i>Rombos dipiramisos:</i>	
MnCO <sub>3</sub> rodokrozit	0,80	CaCO <sub>3</sub> aragonit	0,99
FeCO <sub>3</sub> sziderit	0,74	SrCO <sub>3</sub> stroncianit	1,12
ZnCO <sub>3</sub> smithsonit	0,74	PbCO <sub>3</sub> cerusszit	1,20
MgCO <sub>3</sub> magnezit	0,66	BaCO <sub>3</sub> witherit	1,34
		<i>Monoklin prizmás:</i>	
		BaCa(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> baritokalcit	

Korlátlan izomorf keveredésre képes ásványpárok

Kalcit–rodokrozit Rodokrozit–sziderit	Sziderit–magnezit Dolomit–ankerit
--	--------------------------------------

24.1 ábra. Homok (kőzetliszt), agyag és mészszemcséket együttesen tartalmazó keverékközetek nevezéktana AUBOIN *et al.* (1975) (A), valamint BÁRDOSSY (1961) (B) szerint

A B magyarázata: 1. Agyag(kő). — 2. Meszes agyag(kő). — 3. Homokos (kőzetlisztes) agyag(kő). — 4. Agyagmárga. — 5. Homokos (kőzetlisztes) agyagmárga. — 6. Márga. — 7. Homokos (kőzetlisztes) márga. — 8. Mész-márga. — 9. Homokos (kőzetlisztes) márga. — 10. Mész-kő. — 11. Agyagos mészkő. — 12. Homokos (kőzetlisztes) mészkő. — 13. Homok(kő) vagy aleur(ol)it. — 14. Agyagos homok(kő) vagy aleur(ol)it. — 15. Márgás homok(kő) vagy aleur(ol)it. — 16. Meszes homok(kő) vagy aleur(ol)it. — 17. Erősen meszes homok(kő) vagy aleur(ol)it.



zetteliszt, agyag, könnyű- és nehézásvány, vulkáni termék, kovás vagy foszfátos váz, más része szerves vagy szervetlen összetételű dia- és epigenetikus képződésű.

*Dolomitnak* (dolostone, dolomite) azt az uralkodóan a mészkő korai vagy késői Mg-metaszomatózisával, elvéve közvetlen kicsapódással létrejött üledékes kőzetet nevezzük, amely >90%-ban dolomitásványból áll. Tiszta fajtáinak összetétele is csak megközelíti a dolomitkristály sztöchiometrikus  $MgO/CaO/CO_2 = 21,9/30,4/47,7$  arányát. Egyéb elegyrészei ugyanazok, mint a mészkőben.

A képződési körülményektől függően a mészkövet és a dolomitokat egymással és más — törmelékes, agyagos és kémiai — üledékekkel az átmenetek sora

köti össze (24.1 ábra). Tiszta mészkőről és dolomitról általában csak 90% fölötti kalcit-, ill. dolomittartalom esetén beszélünk, sőt az 5–10%-nyi dolomitot tartalmazó mészkövet is a „magnéziumos” jelzővel látjuk el (24.2 táblázat). 10–50%-nyi dolomittartalom esetén a mészkő „dolomitos”-nak, 10–50%-os  $CaCO_3$ -tartalom között a dolomit „meszes”-nek minősül. A mészkővel vagy dolomittal keveredő más idegen anyag jelenlétét is jelzővel emeljük ki, ha annak mennyisége 10–50% között van (pl. ankerites, foszfátos, glaukonitos, hematitos, homokos, kőzetlisztes, kovás, limonitos, mangános, sziderites mészkő, ill. dolomit). Az aleur(ol)it, a homok és a durvatörmelékes üledék törmelékes szemcsékhez, ősmaradványokhoz és/vagy cementhez kötődő, 10–50% közötti karbonáttartal-

24. 2. táblázat. A mészkő és dolomit közötti átmeneti kőzetek összetétele\*

Kőzet	Az alkotók %-aránya				CaO/MgO
	Kalcit	Dolomit	MgO	MgCO <sub>3</sub>	
Mészkő	>95	<5	<1,1	2,3	>24
Mg-os mészkő	90—95	5—10	1,1—2,1	2,3—4,4	22,5—24
Dolomitos mészkő	50—90	10—50	2,1—10,8	4,4—22,7	4,0—22,5
Meszes dolomit	10—50	50—90	10,8—19,5	22,7—41,0	1,7—4,0
Dolomit	10	90	19,5—21,9**	41,0—45,4	1,4**—1,7

\* CAYEUX (1935), BÁRDOSSY (1961) és PETTJOHN (1975) nyomán.

\*\* Az ideális (sztöchiometrikus) összetételnek megfelelő érték.

mát a karbonát nevéből alkotott jelzőnek a kőzetnév elé illesztésével fejezzük ki (pl. meszes homok, 24.1 ábra).

A kalcit és agyag bensőséges keverékét *márgának*, a dolomitét és agyagét *dolomárgának* nevezik (22.1 ábra). Ezeknek a tiszta típusok felé való átmeneteit a

két alkotó részaránya szerinti szóösszetételekkel — agyagmárga, mészmárga, ill. agyagos dolomit, dolomitos márga — jelzik. Ezeknek a terepen lehetséges megkülönböztetéseknek egyedi vagy átlagminták laboratóriumi elemzésével való finomításán alapulnak a 22.1 ábrán látható, BÁRDOSSY-féle (1961) kőzetnevek

24.3. táblázat. A mészkövek szemcse-, ill. kristályméret szerinti FOLK-féle osztályozása (1959)\*

PETTJOHN (1947)	Szemcse-nagyság (mm)	Szállított	Autigén	E**	
		alkotórészek			
Kalcirudit	64	Nagyon durva kalcirudit	Nagyon durva kristályos	Durva	kristályos
	16	Durva kalcirudit			
	4	Középszemű kalcirudit			
Kalkarenit	2	Finom kalcirudit	Durvakristályos	Apró	
	1	Durva kalkarenit	Nagykristályos		
	0,5				
	0,25	Középszemű kalkarenit	Középkristályos		
	0,125	Finom kalkarenit			
Kalcilutit	0,062	Igen finom kalkarenit	Finomkristályos	Mikro-	
	0,031	Durva kalcilutit			
	0,016	Középszemű kalcilutit			
	0,008	Finom kalcilutit			
	0,005	Nagyon finom kalcilutit			Igen finom kristályos
0,004	Afanerokristályos		Kripto-		
Elnevezések		A mészkő	A kötőanyag		
		megnevezése			

\* Dolomit esetén a kőzetneveket a *dolo-* előtaggal látják el. — \*\* Egyszerűsített beosztás.

és azok határértékei. Az elemzések összehasonlítására háromszög- vagy kördiagramok szolgálnak. A kőzetek mész-, dolomit- és törmeléktartalmának ezeken vagy mélység szerinti görbesorokon való ábrázolása nemcsak a vizsgálati terület egy-egy pontjának fejlődésmentét világítja meg, hanem több szelvény rétegtani párhuzamosítását is megkönnyíti.

A egyes összetételű üledékes kőzet karbonátos elegyrészei szingenetikusan a törmelékes szemcsék és a mátrix, dia- és epigenetikusan pedig a cement anyagát alkotják vagy gyarapítják. Dia- vagy epigenetikusak a

számos üledékes kőzet repedéseit kitöltő, különféle karbonátok is.

Ha a kőzetnek nemcsak a cementje, hanem törmelékes szemcséinek anyaga is karbonát, akkor a törmelék szemcsenagyságát, kerekítettségét és/vagy kötöttségét jelző rudit, arenit, sziltit, lutit, litit és más elnevezéseket a karbonát minőségének megfelelő előtaggal látjuk el: kalcirudit, dolorudit, mészkőkonglomerátum, dolomitreccsa; kalkarenit, dolarenit, mészhomok, dolomithomok; kalcisziltit, kalkaleur(ol)it, dolosziltit, dolaleur(ol)it, kalcilutit, dololutit (24.3 táblázat).

## 24.2 ÁSVÁNYTANI FELÉPÍTÉS

### 24.21 A KARBONÁTÁSVÁNYOK KÉPZŐDÉSI FELTÉTELEI

Azok a karbonátásványok, amelyek kationja kisebb méretű a  $\text{Ca}^{2+}$ -ionnál — a hatszöges rendszerbeli, instabilis *vaterit* kivételével — a kalcitéhoz hasonló, ditrigonális szkalenoéderez szimmetriájú kristályokat alkotnak. A  $\text{Ca}^{2+}$ -nél nagyobb kationnal rendelkezők viszont az aragonit rombos dipiramisos szimmetriáját követik. Mind a *kalcit-sor*, mind az *aragonit-sor* ásványaiban a kétértékű kationok ionsugaruktól függő mértékben helyettesíthetik egymást. Szimmetria-módosulás nélküli, korlátlan izomorf elegyedés azonban csak azon ásványok között lehetséges, amelyek kation-méretei közel állanak egymáshoz (24.1 táblázat). A nagyobb méretkülönbségű kationok — pl. a Ca és Mg, vagy a Ca és a  $\text{Fe}^{2+}$  — legfeljebb 1:1 arányban és csak a kristálytani szimmetria csökkenése árán — helyettesíthetik egymást. Ezért változik a ditrigonális szkalenoéderez *kalcit* és *magnezit* elegyből álló *dolomit* szimmetriája trigonálisra, a rombos dipiramisos *aragonit* és *witherit* 1:1 arányú elegyéé — a *baritokalcit* — pedig monoklin prizmasra.

A  $\text{CaCO}_3$  polimorf módosulatainak túltelített, Mg-mentes oldatokból való közvetlen kicsapódása az OSTWALD-féle szabály szerint, lépcsőzetesen megy végbe: a *karbonát-gél* gyors öregedésével képződő, instabilis *vaterit* csakhamar *kalcit*tá, esetleg *aragonit*tá alakul át. A hőmérséklet emelkedése a kevésbé rendezett  $\text{CaCO}_3$ -módosulatok keletkezését segíti elő. Ezért a  $\text{CaCO}_3$  idegen ionoktól mentes, túltelített vizes oldatból 29 °C fölött aragonit, az alatti hőmérsékleten kalcit képződik. Idegen ionok jelenlétében azonban az aragonit kiválása már 20 °C-on is megindulhat.

Felszínközeli körülmények között a kalcit a stabilis fázis. Az aragonit 25 °C-on csak 4 kbar fölötti, 600 °C-on pedig 14 kbar körüli hidrosztatikus nyomáson stabilis. 400 °C-on, de 1,5–3 kbar nyomáson az ara-

gonit vízmentes környezetben is igen gyorsan, >8%-os térfogatnövekedéssel, kalcitá alakul át. 100 °C alatti hőmérsékleten és száraz körülmények között ez az *inverzió*nak nevezett folyamat ugyan erősen lelassul, (pórus)víz jelenlétében azonban ismét igen gyorsan végbemegy (I. kötet, 14.22. fejezet).

A  $\text{CaCO}_3$  oldhatósága a víz sótartalmának és a  $\text{CO}_2$  parciális nyomásának növekedésével egyenes, a hőmérséklet csökkenésével fordított arányban növekszik. Az édesvízű tavakból, patakok és források vizéből, a kis Mg-tartalmú barlangi vizekből s a hideg óceáni vízből a  $\text{CaCO}_3$  *Mg-szegény kalcit*ként csapódik ki. Sekélytengerek 25 °C-ú vizéből viszont — többnyire  $\text{Mg}_{0,14}\text{Ca}_{0,86}\text{CO}_3$  összetételű cementásványként — *Mg-kalcit*, valamint *aragonit* képződik (I. kötet, 10.44. és 10.45. fejezet). A Mg-nak a kalcitba való beépülése hőmérsékletfüggő. A nagyobb hőmérsékleten keletkező, Mg-ban dúsabb kalcit ui. a tenger vízben könnyebben oldódik, mint az aragonit; ezért a hőmérséklet emelkedésével az aragonitkiválás jut túlsúlyra, a Mg-kalcit a hűvösebb vízre korlátozódik. A mélytengerek vizéből viszont azért válik ki kalcit, mert 4,5 °C-on a tengervíz a Mg-kalcitra nézve telítetlenebb, mint a kalcitra (FÜCHTBAUER 1988).

0,001 molnyi  $\text{Mg}^{2+}$ -koncentráció serkenti, >0,005 molnyi  $\text{Mg}^{2+}$ -koncentráció azonban erősen gátolja a kalcit kiválását. (Ennek magyarázatával az I. kötet 10.4 fejezete foglalkozik.) A Mg-ionoknak az aragonit inverzióját gátló hatását valószínűleg a kezdeti kalcitcsírák Mg-dús kalcittal való bevonódása okozza.  $\text{Sr}^{2+}$ -ionok jelenléte szintén gátolja az inverziót, megnöveli az aragonit stabilitását, de nem emeli azt a kalcit stabilitása fölé.

A kalcit  $\text{Ca}^{2+}$ -ionjait több-kevesebb  $\text{Mg}^{2+}$  helyettesítheti. A Mg-szegény kalcitok 0–5, a Mg-dús kalcitok 11–19 mol%-nyi  $\text{MgCO}_3$ -ot tartalmaznak. (A

6—10 mol%-nyi  $\text{MgCO}_3$ -ot tartalmazó kalcitok ritkák. Az aragonit  $\text{Mg}^{2+}$ -tartalma csak az aragonitos korallvázakban lépi túl az 1%-et.) A hőmérséklet emelkedése — a rácsávolságok növelése folytán — elősegíti a Mg-kalcit létrejöttét. Előmozdítja azt a vizes oldat szervesanyag-tartalma is. Ez ui. a Ca-nak szerves komplexekbe kötésével lassítja a  $\text{CaCO}_3$  nukleációját, és így módot nyújt arra, hogy a Ca-ionok üresen maradt helyeit Mg-ionok foglalják el. A Mg-dús kalcit azonban nem stabilis ásvány, ezért a diagenézis folyamán Mg-vesztéssel az aragonitnál stabilisabb Mg-szegény kalcitá alakul át. Mivel a Mg-dús kalcit és a ferrokalcit oldatából Mg-, ill. Fe-szegény kalcit válik ki, a diagenetikusan továbbnövekedett kalcitkristályok zónás szerkezetet nyernek (I. kötet, 14.6 ábra).

A  $\text{Fe}^{2+}$  már 0,4-es Fe/Ca mólarány esetén is képes a kalcit  $\text{Ca}^{2+}$  ionja helyére beépülni. Tiszta sziderit azonban csak igen nagy Fe/Ca mólarány esetén keletkezik. Az üledékes szideritképződés feltételei: (1) Redukáló környezet. (2) A  $\text{CO}_2$  legalább  $10^{-6}$  atm-nyi parciális nyomása; 6 és 7 közötti pH. (3) Szulfátionok, a  $\text{HS}^-$  és  $\text{H}_2\text{S}$  hiánya, valamint a szükséges  $\text{CO}_2$  jelenléte, ami elsősorban a tavi és mocsári agyagvaszkövek (27.6132. fejezettrész) képződésekor teljesül. (4) A szulfátionoknak szulfátredukáló baktériumok útján az üledéken belüli csökkenése. (5) Oldott  $\text{Fe}^{2+}$  ionok jelenléte.

A *magnezit* közvetlen kiválása csak Mg-ban igen dús oldatokból lehetséges. Ezért a magnezit általában a dolomit kiszorítása révén — tehát diagenetikusan — képződik. Keletkezését azonban a Mg-ionok hidra-

tációja erősen gátolja. Ennek következtében létrejött a hidrátburkot megsemmisítő körülmények — nagy  $\text{CO}_3^{2-}$ -tartalom, a sótartalom magas pH-t és mérsékelt vízkivárást előidéző növekedése — mellett is hosszú időt vesz igénybe.

A természetes vizes oldatok poláros szerves molekuláinak (pl. zsírsavaknak, észtereknek és alkoholoknak) a kristálycsírák felületén való adszorpciója és a Ca-nak szerves komplexekbe kötődése akadályozza a  $\text{CaCO}_3$  kicsapódását. Ezért sokan még az átlagos szervesanyag-tartalmú tengervízből való közvetlen  $\text{CaCO}_3$ -kiválást sem tartják lehetségesnek. A tengeri karbonátok képződését az élőlények életjelenségei okozta bioaktivációs, ill. a szervezetek vázalkotó tevékenységével kapcsolatos biogenetikus folyamat eredményének vélik (I. kötet, 10.46. és 10.521. fejezettrész). Bioaktivációs folyamat pl. a víz  $\text{CO}_2$ -tartalmának a növényi asszimiláció okozta és travertinó-képződésre vezető csökkenése. Biogenetikus jelenség annak a nagy számú élőlénynek az aktív tevékenysége, amelyek Mg-szegény vagy Mg-dús kalcitot, vagy aragonitot vonnak ki környezetükből külső vagy belső vázuk felépítéséhez.

A karbonátos üledékképződésben tehát *biológiai* és *biokémiai* folyamatoknak van vezető szerepük. A karbonátos kőzetek kialakulására azonban az I. kötet 14. fejezetében leírt dia- és epigenetikus folyamatok is nagy hatással vannak. Ennek során elsődleges jellegeiket részben vagy teljesen elvesztve átkristályosodhatnak, sőt kémiai összetételük is megváltozhat (dolomitosodás, meszesedés, kovásodás, anhidritesedés, cölesztinesedés).

## 24.22 A NEM-KARBONÁTOS ELEGYRÉSZEK

A karbonátüledékek nem-karbonátos elegyrészei keletkezésük ideje szerint szingenetikusak, dia- vagy epigenetikusak. Eredetükre nézve törmelékesek vagy autigének; anyaguk pedig szerves vagy szervetlen vegyület.

A Si-ásványok közül elsősorban a *Radiolaria* vagy *Silicispongia* eredetű kalcedon-változatok fontosak; ezek vagy az eredeti vázakhoz kötődve, szórtan, vagy diagenetikus tüzkögumókat és -lencsákat alkotva jelennek meg (III. kötet, 26.36—37 ábra; I. kötet, 16.7. tábla: 3). Egyes karbonátos kőzetekben törmelékesek vagy autigén (sajátalakú) kvarc-, csillám- és földpát-szemcsék is megfigyelhetők. A savoldási maradékok tanúsága szerint csaknem minden karbonátos kőzet tartalmaz több-kevesebb finom eloszlású agyagásványt (főleg illitet és kaolinitet). A kollofán a foszfátos váztöredékek anyaga. Sekélytengeri karbonátok réteglapjain és belsejében néha a glaukonit kerekded szemcséi tömegével — gyakran ősmaradványokhoz

kötődve — fordulnak elő. A gipsz és anhidrit főként a dolomitokhoz kapcsolódik.

Az üledékes karbonátok leggyakoribb szervetlen eredetű autigén ásványai: a fluorit, cölesztin, a zeolitok, a goethit, barit, az agyagásványok, a foszforit, piroluzit, gipsz, anhidrit, a földpátok, csillámok, kvarc, titanit, rutil, glaukonit, klorit, turmalin, pirit, markazit. Nagyon fontosak ezek közül a képződési környezet jellemző nyomelemeit (a bórt, a galliumot és a halogéneket) adszorbeáló agyagásványok. Az édesvízi karbonátok agyagásványainak 2,2—2,7 közötti Br/J, ill. 5,1-es Cl/Br hányadosával szemben a rendes tengeri karbonátoké WOLF *et al.* (1967) szerint 8,8—16,3, ill. 75—170 között van.

A folyadékzárványok elemtársaságából a tengeri karbonátokban a Na, K, Cl, Mg, valamint a szulfátok kénje a legfontosabb. Számos mészkő és dolomit sötét színét, és törés vagy savoldás közben észlelhető, jellegzetes szagát, finom eloszlású bitumen okozza.

## 24.3 KÉMIAI ÖSSZETÉTEL

A közönségesebb karbonátközetek vegyelemzése a kalcit vagy a dolomit alkotóinak a túlsúlyát mutatja (24.4 táblázat). A  $\text{SiO}_2$ -tartalmat vagy a kovavázak, ill. a törmeléken kvarc felszaporodása, vagy a diagenetikus kovásodás okozza. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - és összalkáliamennyiségnek a  $\text{SiO}_2$ -ével párhuzamos növekedése nagyobb agyagásvány-tartalomra utal. Az összes Fe és a  $\text{P}_2\text{O}_5$ -mennyiség növekedése a diagenetikus vasásványok, ill. a foszforitok mennyiségének emelkedését jelzi. Az üledékes karbonátásványok legfontosabb járulékos és nyomelemei:

*Kalcitban:* Mg, Mn,  $\text{Fe}^{2+}$ , Sr, Ba, Co, Zn.

*Aragonitban:* Sr, Pb, Ba.

*Dolomitban a Mg helyén:*  $\text{Fe}^{2+}$ , Mn, Pb, Co, Ba,

Zn, Ca; *a Ca helyén:* Mn,  $\text{Fe}^{2+}$ , Pb, Mg.

*Ankeritben:*  $\text{Fe}^{2+}$ , Mn.

*Szideritben:* Mn, Mg, Ca, Zn, Co.

*Magnezitben:*  $\text{Fe}^{2+}$ , Ca, Mn, Ni, Co, Zn.

*Rodokrozitban:* Ca,  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg, Zn, Co, Cd.

*Stroncianitban:* Ca.

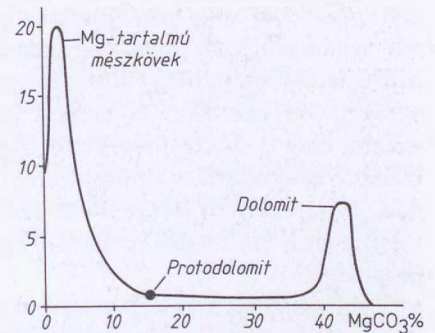
*Witheritben:* Ca, Mg.

Ezenkívül néhány vagy néhány tucat ppm-nyi mennyiségben a B, Cu, Ga, Cr, V is előfordulhat. Szerves anyagok jelenléte a következő elemek mennyiségét növelheti meg: Mo, V, Ni, Pb, Cu, Ag, As, Ga, J, Br, U.

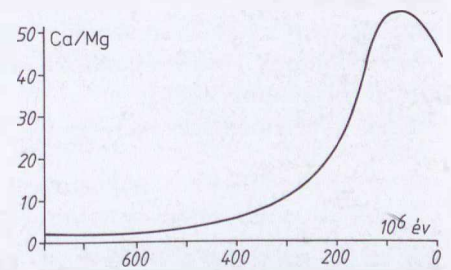
A jelenkori karbonátüledékek és a paleozóos karbonátközetek  $\text{MgCO}_3$ -tartalmának gyakoriságát feltűntető kétsúcsú görbe (24.2 ábra) azt jelzi, hogy a dolomittal együtt előforduló Mg-dús kalcit a diagenézis folyamán vagy dolomittá, vagy Mg-szegény kalcittá alakul át. A meszes-dolomitos keverékközetek ellenben ritkák.

A karbonátközetek Ca/Mg arányának változását

feltűntető 24.3 ábra szerint a dolomit annál inkább túlsúlyra kerül a mészkővel szemben, minél messzebbre megyünk vissza a Föld múltjában. Az is feltűnő, hogy a Ca/Mg arány leginkább az idős dolomitokban közelíti meg az ideális dolomitkristály összetételének megfelelő 1,39:1 arányt. Ennek okát CHILINGAR *et al.* (1967) az ősi tengereknek a maiakénál nagyobb  $\text{Na}^+$ -



24.2 ábra. A jelenkori karbonátüledékek és a paleozóos karbonát-közetek  $\text{MgCO}_3$ -tartalmának megoszlása CHILINGAR (1956) és GRAF (1960) szerint



24.3 ábra. A karbonát-közetek Ca/Mg arányának változása a földtani kor függvényében CHILINGAR (1953) szerint

24.4. táblázat. Néhány karbonátos kőzet vegyi összetétele

Sorszám	Kőzet	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	CaO	MgO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	-H <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	$\text{CO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{C}_{\text{org}}$	$\text{SO}_3$
1.	Mészkő	1,69	ny	0,45	0,35	0,04	0,05	53,28	1,04	0,3	0,19	0,12	0,98	41,46	0,05	0,02	
2.	Mészkő	0,23	0,05	0,03	0,01	0,06	ny	55,68	0,16	0,04	0,07	0,11	0,13	43,47			
3.	Dolomit	0,13	0,00	0,46	0,05	0,00	0,02	31,80	20,38	0,21	0,11	0,00	0,49	46,60	0,09	0,02	
4.	Meszes dolomit	4,49	0,07	1,96	0,79	0,24	ny	31,9	16,2	0,32	0,25	0,16	2,37	41,35	0,05	0,04	
5.	Mésmárga	13,22	0,16	5,26	1,07	0,49	ny	38,42	3,7	0,25	1,16	1,0	3,3	31,41	0,05	0,002	
6.*	Mészkő	5,19	0,06	0,81		0,54	0,05	42,61	7,9	0,05	0,33	0,21	0,56	41,58	0,04		0,05

1. Kösseni Formáció (felső-triász, nóri-rhaeti emelet): Sümeg Süt-17. sz. fúrás, 408,2 m. — 2. Fehérkői Mészkő Formáció (középső-triász, ladin emelet): Bükk hegység, a lilafüredi felső alagúttól. — 3. Hámori Dolomit Formáció (középső-triász, anisusi emelet). Bükk hegység, Garadna-völgy, Szomorúí kőfejtő. — 4. Kösseni Formáció (felső-triász, nóri-rhaeti emelet): Sümeg Süt-17. sz. fúrás, 472,0 m. — 5. Ugyanonnán, mint a 4. minta, 475,0 m. — 6.\* 345 paleozóos minta (USA) átlaga PETTIJOHN (1975) szerint.

tartalmában véli megtalálni. A  $\text{Na}^+$ -tartalom ui. jelentősen csökkenti a dolomitképződéshez szükséges Ca/Mg hányados kialakulásának hőmérsékletét. Az ideális dolomit múltbeli képződéséhez szükséges Na-többlet pedig a földpáttartalmú kőzetek akkori inten-

zív mállásából származtatható. — Mások viszont a nagyobb dolomittartalom magyarázatát — többkevesebb joggal — az ősi korok mészköveinek hosszú idő óta tartó diagenetikus dolomitosodásában vélik megtalálni.

## 24.4 DIAGENEZIS ÉS POROZITÁS

Azok az elsődleges karbonátüledékek, amelyek biogén építmények vagy bekérgezések anyagából képződtek, szilárdságuknál fogva nagy ellenállást fejtenek ki a rétegterhelés tömörítő hatásával szemben. Ezért szövetüket, szerkezetüket és eredeti likacstérfogatukat inkább csak a hézagaikba került mechanikai „belső üledék” lerakódása és a pórusaikban lejátszódó oldódási, kicsapódási és átkristályosodási folyamatok változásának az utóbbiak javára történő eltolódása módosítja.

Ezzel szemben a gészerű ásványokból álló, finom karbonátiszapok és az apró karbonát szemcsék alkotta karbonáthomokok részint a bioturbáció vagy a pórusvíz kiperéselődése, részint a kiszáradás vagy a szinerézis, ill. a stabilabb ásványfázisokba való átmenet következtében jelentősen tömörödnek. Szövetüknek, belső szerkezeteiknek és porozitásuknak ezzel járó nagy mértékű átalakulását azonban a továbbiakban a „vázkarbonátok”-ban lejátszódókhöz hasonló fizikokémiai folyamatok kísérik.

Ezek a betemetődési mélység p/t viszonyaitól, a

környezet, ill. a pórusvíz pH- és redoxállapotától függő, s az üledék jelenlegi, diagenetizált formáját eredményező folyamatok kétfélék. *Izokémikusak* akkor, ha az általuk okozott változások az üledék eredeti kémiai összetételét nem érintik. *Allokémikusak* akkor, ha eredményük a szöveti, belső szerkezeti és porozitási változásokon túl az üledék kémiai átalakulásával párosul. Izokémikus folyamat pl. a korai vagy késői, víz alatti vagy szárazföldi cementáció, a sztromataktiszok és más üregek kitöltődése, az aragonit inverziója, a szemcsenövekedéssel vagy a mikritesedéssel járó átkristályosodás, az egyszerű és a nyomási oldódás (szitolitosodás). Allokémikusak a dolomitosodás, magnezitesedés, szideritesedés, a visszakalcitosodás, anhidritesedés, cölesztinesedés, kovásodás helyettesítési és kiszorítási folyamatai. A karbonátdiagenézisnek ezeket a szénhidrogén- és vízfelhalmozódást és -termelést is befolyásoló fajtáit az I. kötet 14.1. és 14.2. fejezete, a karbonát-porozitás és -permeabilitás genetikai osztályozását és jelentőségét pedig az I. kötet 12.343. és 14.3. fejezete ismerteti részletesen.

## 24.5 A MÉSZKŐ ÉS A DOLOMIT MAKROSZKÓPOS TULAJDONSÁGAI, FŐBB SZERKEZETI ÉS SZÖVETI BÉLYEGEI

a) Az üledékes karbonátásványok közül a Mg-szegény és Mg-dús kalcit, az aragonit, a vaterit, a dolomit és a magnezit szintelen. Színüket esetleges folyadékzárványaik sem befolyásolják. (Ezeknek inkább csak fációs jelző jelentőségük van. Nagyobb mennyiségű folyadékzárvány ui. viszonylag tiszta vízre és agyagásványban szegény környezetre utal. A folyadékzárványosság a diagenetikus átalakulások közvetítésében is fontos szerepet játszhat.) Ezért a tiszta mészkövek és dolomitok fehérek vagy világosszürkék. Mélyfeketétől a sötét, sárga, barna, zöld, rózsaszín és lilásvörös különböző árnyalataiig terjedő és gyakran foltosan jelentkező színeiket részint a kristályrácsokba beépült idegen ionok, részint a kristályok vagy szemcsék közé keveredett törmelékek, szer-

ves anyagok, ill. dia- és epigenetikus ásványkiválások okozzák. A szín elsősorban az agyag-, a szervesanyag-, a vas- és mangántartalom, valamint az oxidációs állapot függvénye (25.8. tábla: 1; 25.9. tábla: 3). Az autigén színező ásványok közül a goethit, hematit, klorit, glaukonit, berthierin, az apatit, a pirit, markazit, az ankerit, a rodokrozit és a Mn-oxidok a leggyakoribbak.

b) Az aragonit és a kalcit gyorsabb, a dolomit, a sziderit és a magnezit lassúbb oldódása következtében a mészkövek karsztosodása az utóbbiakénál mindig előrehaladottabb. A mészkő legömbölyített mállási formái élenként különböznek a Mg- és Fe-karbonátok jóval szögletesebb formáitól.

c) A főásványok közül a kalcit keménysége ( $K$ ) és sűrűsége ( $D$ ) a legkisebb:

	K	D		K	D
Kalcit	3	2,72	Magnezit	4	2,9—3,1
Aragonit	3,5—4	2,95	Rodokrozit	3,5—4	3,7
Dolomit	3,5—4	2,8—2,9	Sziderit	4	3,8

Ezért a mészkődarabok késsel könnyen karcollhatók, és az azonos nagyságú aragonit-, dolomit-, magnezit-, rodokrozit-, vagy sziderit-daraboknál könnyebbeknek tűnnek. Ez a tömör mészkőfajtákra is érvényes szabály a nagy porozitású édesvízi és forrásmészkővek, valamint mészkérgek esetében fokozottan érvényesül.

d) A sötétszürke–fekete mészkővek és dolomitok ütésre vagy savoldás közben gyakran bitumenszagot árasztanak. A törési felület a szemcsék alakja, nagysága és tömörsége, a kőzet eredeti vagy utólagos likacsossága szerint a keletkezési mód és a diagenetizáltság függvényében változik. A durvaszemcsés és porózus mészkővek érdes és egyenetlen törési felületét a szemcsék finomodásával szilánkos–kagylós, végül sima, kagylós törés váltja fel. Réteglap szerinti, sima elválás jellemzi a nagyon finom litográf mészkőveket, kagylós törés az agyagos–márgás karbonátokat. A dolomitok általában szögletes darabokra törnek, törési felületeik a diagenetikus átkristályosodással járó szemcsenövekedés miatt gyakran cukorszövetűek, és hidrotermális hatás esetén porlóak. A krinoideás mészkővek és dolomitok ennél is durvább szemcsézettűek. A nagyon finomszemű, sima, szögletes törésű dolomitok általában igen korai diagenetikus eredetűek.

e) A 17. fejezetben ismertetett rétegecségek formák többsége a mészkővek körében is megtalálható. A tengeri és tavi mészkővek rétegei a lemezes és a vastagpados, ill. tömeges között igen különböző vastagságúak lehetnek. A biogén mészkővek szerkezete annak az élet- vagy sírközösségnek a településmódját és terjedelmét tükrözi, amely azokat létrehozta; ennek megfelelően a réteglapok kifejlődése a sima és a hullámos között változik. A felszíni mészkérgek vékony, de viszonylag nagy kiterjedésű lepleivel szemben a mechanikai ülepedésű mészszipapok, mészaleuritok és mészhomokok áramlási osztályozódást, kis és nagy méretű keresztarétegzést, sőt osztályozott rétegecséget mutató kőzettesteket formálnak. A sekélyvízi karbonátok fedőlapjain hullámfodrok, bioglifák, kimosás-

nyomok, száradási repedések, a fekülapokon terhelési zsebek lehetnek. A rétegek belsejében ásásnyomok, konvolúciók észlelhetők. Egyes rétegecségekben áramlási csatornák állapíthatók meg, mások kaotikus belső szerkezete viszont sziklás partokról leszakadt törmelékhalomokra, vagy víz alatti üledécsuszamlásra utal.

Különös figyelmet érdemel a mikrofáciesek *ritmikus ismétlődése*. Ennek az allodapikus krinoideás mészkővek osztályozott rétegecségek ismétlődése alapján felismerhető fajtája a sekélyvízi platformról származó biogén törmelék mélybe zúdulásának ismétlődését tanúsítja. A Dachsteini Mészkő (25.6. tábla: 1) Loferciklusai viszont a leülepedés szinterének az árapály alatti és feletti öv közötti ingadozásáról tudósítanak. A rétegek közötti üledékhezagoknak, az eltérő fáciesű kőzettestek közbeékelődésének a megfigyelése az „esemény-sztratigráfia”-nak fontos eszköze.

Ezekkel az elsődleges szerkezeti bélyegekkel szemben a sztilolitok, a konkréciós és gumós szerkezetek kialakulása (I. kötet, 14.25. és 14.26. fejezet), a dolomitosodás és visszakalcitosodás (I. kötet, 14.291. fejezet) a mészkő, ill. dolomit dia- és epigenetikus elváltozásának a következménye. Ez az átrendeződés az oka annak, hogy a mészkő belső szerkezeti elemei a belőle keletkezett dolomitban már nem, vagy csak elmosódva jelentkeznek, a visszakalcitosodott dolomitban pedig egyáltalán nem észlelhetők.

f) Különösen érvényes ez a mészkőnek a dolomitosodáskor erősen megritkuló vagy teljesen eltűnő szövetelemeire (I. kötet, 14.29. fejezet). Ezekből szabad szemmel még a mészkőben is jobbra csak az ősmaradványok, az algaszövények, onkoidok, ooidok, pizoidok, a nagyobb endo- és exoklasztok, fenesztrák, sztromataktiszok és bikaszemek ismerhetők fel (I. kötet, 16. fejezet). A tektonizmus utáni diagenetikus folyamatok termékei viszont a mindkét kőzetfajtában jelen levő, olykor limonittal is tarkított kalcit-, esetleg kvarcerek. Az édesvízi és forrásmészkővek, a felszíni mészkérgek nagy elsődleges porozitásával szemben a felszínközébe került tömör mészkőveket és dolomitokét a tektonikus hasadékokat kitágító karsztosodás üregporozitássá változtatja (I. kötet, 12.343. fejezet). Úgy tűnik azonban, hogy a mészkővegek a betemetődés után gyorsan csökkenő, többnyire kicsiny porozitását a dolomitosodás megnövelheti (I. kötet, 14.3. fejezet).

## 24.6 VIZSGÁLATI MÓDSZEREK

a) A karbonátásványoknak és -kőzeteknek közös tulajdonságuk, hogy HCl-ben CO<sub>2</sub>-buborékok fejlődésétől kísérve, könnyebben vagy nehezebben oldód-

nak. Ezen alapul felismerésük hagyományos módszere: a tiszta mészkő (kalcit, aragonit) ui. a hideg, 10%-os HCl-re is élénk pezsgéssel reagál; a tiszta dolomit

azonban híg sósavban csak porítva vagy melegítve oldódik. A magnézitet és szideritet csak meleg sósav oldja. Izzítva az előbbi Mg-oxidá, az utóbbi fekete vasoxidá alakul.

b) A HCl-próba azonban a kevert összetételű meszes dolomitoknál és dolomitos mészköveknél nem megbízható. Helyette a dolomitszemcsék és -részletek kimutatására terepen, felületi és vékonycsiszolatok vizsgálatánál egyaránt az „alizarin vörös S”-sel való festést alkalmazzák.

Ez az EVAMY—SHEARMAN (1962) és DICKSON (1966) által kifejlesztett eljárás három oldat alkalmazását igényli: A) 1 g kálium-hexacyanoferrát III. 100 cm<sup>3</sup> n/8 HCl-lel alkotott oldata. — B) 0,1 g alizarin vörös S-nek 100 cm<sup>3</sup> n/8 HCl-lel képezett oldata. — C) 40 cm<sup>3</sup> A) oldat és 60 cm<sup>3</sup> B) oldat keveréke.

A felületi vagy vékonycsiszolatot először a C) oldatba, majd 45 másodperc múlva a B) oldatba helyezük. Innen 15 másodperc múlva kivesszük, és desztillált vízzel óvatosan leöblítjük. Száradás után a felületi csiszolatok műanyagra ragaszthatók, a vékonycsiszolatok pedig lakkal vagy fedőlemezzel konzerválhatók. A kalcit vörös, a Mg-kalcit és az aragonit halványvörös, a Fe-kalcit ibolyakék, a Fe-dolomit kékeszöld színű lesz; a dolomit, sziderit, magnézit és rodokrozit viszont szintelen marad. A festési színek keveredése alapján RICHTER a kalcit FeO-tartalmára következtet:

Kalcit (vörös)	0,3 súly% FeO
1. Fe-kalcit (ibolyászvörös)	0,3—1,5 súly% FeO
2. Fe-kalcit (ibolyáskék)	1,5—2,5 súly% FeO
3. Fe-kalcit (kék)	2,5 súly% FeO

Sajnos, a Fe-dolomitoknál festés alapján hasonló becslés nem végezhető (FÜCHTBAUER 1988).

c) A Mg-kalcitot a *titánsárga* oldatával lehet kimutatni. Ennek CHOQUETTE—TRUSELL (1978) szerinti alkalmazása kétféle oldatot igényel. A festő oldat: 1 g titánsárga, 8 g NaOH és 4 g EDTA 1 lit. desztillált vízben. A fixáló oldat: 200 g NaOH 1 lit. desztillált vízben. (A festő oldat sötét üvegben, a fixáló polietilén palackban évekig stabil marad.) Festés előtt a kőzetlemez 30 másodpercig 5%-os ecetsavban maradjuk; száradás után 20 percig a festő oldatba merítjük; majd újraszárítás után 30 másodpercig a fixáló oldatba helyezük. A kalcitszemcsék színe a Mg-tartalom nagysága, ill. a kristályok finomodása arányában a halvány rózsaszínűtől a sötétvöröségig változik.

d) Az aragonitot és kalcitot a MEIGEN-reakció vagy a FEIGL-féle oldat segítségével lehet egymástól megkülönböztetni.

MEIGEN-reakció: az ásvány porát Co(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> oldatban főzve, az aragonit-sor tagjai és a vaterit lilás színt öltenek, a kalcit-sor tagjai szintelenek maradnak, és csak hosszas főzés után színeződnek kékesre.

A friss FEIGL-féle oldat alkalmazásakor az aragonit pora 1/2—1 perc múlva szürke, 2 perc múlva fekete lesz, a kalcit viszont csak 10 perc múlva szürkül, és csak néhány óra múlva feketedik meg. Az oldatot úgy kell elkészíteni, hogy 11,8 g MnSO<sub>4</sub>·7H<sub>2</sub>O-t oldunk fel 100 ml desztillált vízben, majd 1 g Ag<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> hozzáadása után rövid ideig forraljuk; lehűlés után leszűrjük, és 1—2 csepp híg NaOH-ot adunk hozzá; a csapadékot 1—2 óra múlva leszűrjük, s az oldatot sötét üvegbe helyezük.

e) A karbonátközetek szövétét, ősmaradványait és ezek elhelyezkedését kőzetmintákon, felületi és vékonycsiszolatokon biológiai és polarizációs mikroszkópok segítségével tanulmányozzuk.

f) Kvantitatív ásványtani vizsgálatokra a röntgen-diffraktométerek, a cementgenerációk sorrendjének, a biogén növekedési öveknek, a Mg-kalcit, ill. az aragonit inverziójának, a dolomitosodás és kalcitosodás szöveti hatásainak a beható tanulmányozására első sorban a katódlumineszcenciás mikroszkópok alkalmasak.

A kalcit és a dolomit sárga–narancs–vörös lumineszcenciáját RICHTER—ZINKERNAGEL (1975, 1981) szerint a karbonátrács Mn<sup>2+</sup>-jának aktiváló, ill. Fe<sup>2+</sup>-ának negatív hatása idézi elő. Forró katód alkalmazásával > 5 súly% Fe-tartalmú dolomiton is sikerült már gyöngye lumineszcenciát létrehozni. A Mn-tartalom emelkedésével természetesen a lumineszcencia is erősödik. A Pb<sup>2+</sup> és a Ca<sup>2+</sup> aktiváló, ill. a Ni<sup>2+</sup> és a Co<sup>2+</sup> kioltó szerepe s az aragonit sárgászöld lumineszcenciájának oka egyelőre még vita tárgya. A kezdetben nem lumineszkáló karbonátok különböző időtartamú gerjesztés után bekövetkező kék lumineszkálását a bombázó elektronok okozta rácshibák következményének tartják.

Fe-, Zn-, Sr- és Mn-tartalom esetén azonban e vizsgálatokat kémiai és protonmikroszondás meghatározásokkal is ki kell egészíteni.

A stabil szénizotópok arányából a karbonátgyök eredetére, a stabil oxigén-izotópok arányából pedig a keletkezési hőmérsékletre és a karbonát származására következtethetünk (I. kötet, 12.44. fejezet).

## 24.7 RENDSZEREZÉS

A karbonátos üledékek és kőzetek osztályozási szempontjai az elérendő cél szerint változnak. A többnyire makroszkópos terepi vizsgálat során az üledék vagy kőzet anyagi jellegének és állapotának a jelzése a

legfontosabb. Az ezt szolgáló meggyökeresedett elnevezéseket a 24.1. fejezet foglalja össze. Az üledék (kőzet) megnevezését a szabad szemmel vagy kézi nagyítóval megállapítható tulajdonságok (szín, szag, szem-

csézet, törési mód, tömörség, likacsosság, ősmaradványtartalom és ennek elhelyezkedése, rétegzési mód, rétegfületesi és rétegbelseji szerkezetek, ritmicitás) kötelező jellemzésével kell kiegészíteni.

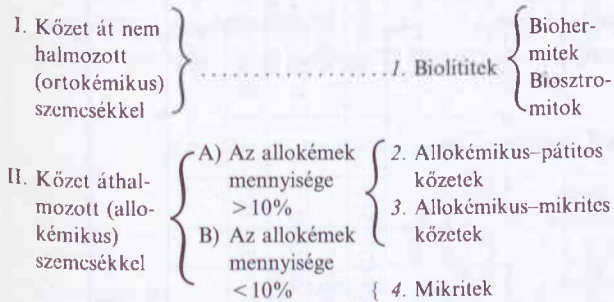
A sokféle tisztán leíró jellegű osztályozás mellett azonban két olyan rendszerezési irány is kialakult,

amelyek a leírás további pontosításán kívül a genetikai jellegek kiemelését is lehetővé teszik. Ezek egyike az I. kötet 16.2. fejezetében ismertetett kőzetelemekre támaszkodik, és a karbonátok mikrofaciésének megállapítását célozza. A másik a karbonátok képződési hely szerinti, makrofaciológiai felosztásán alapszik.

## 24.71 A KŐZETELEMÉK SZERINTI OSZTÁLYOZÁS

Ez a módszer a karbonátok optikai mikroszkópban megfigyelhető alkotórészeinek minőségét, mennyiségi arányát és egymáshoz való viszonyát igyekszik szemléletes formában kifejezni. Változatai közül a FOLK-féle (1959, 1962) megoldás terjedt el legszélesebb körben, és TODD (1966) is ezt részletezi tovább (24.4 ábra).

**24.711 A FOLK-féle rendszer** előnyei közé tartozik, hogy egyszerű, s emellett a sekélytengeri mészköveken kívül a dolomitokra, a márgákra és más keverékkőzetekre, a mélyvízi karbonátos üledékekre, sőt a foszforitokra is alkalmazható. Mindenekelőtt a helyben beágyazódott, áthalmazatlan biogén elemekből álló (ortokémikus) kőzettesteket különíti el az áthalmazott szemcséket (allokémeket) tartalmazóktól. Az utóbbiakat az allokémek össz mennyisége alapján rendszerezi, és azok 10%-nál elhatárolt két csoportján belül a kötő-, ill. alapanyag (vagyis a mindig másodlagos pátit, ill. a — részint elsődleges, részint másodlagos — mikrit) dominanciája vagy egyenlő részaránya alapján 3 további osztályt különböztet meg:



A biolititek közé sorolt *biohermit* elnevezés a zátony- vagy padszerű vázfelhalmazódások (I. kötet, 10.57, 10.59, 10.62 ábra), a *biosztromit* pedig az algatelepek tömreléfközpó képessége nyomán keletkezett *biogén struktúrák* (a sztromatolitok) anyagára vonatkozik.

A II. csoporton belüli további tagolás a szingenetikus allokémek (a szemcsék) fajtáján és mennyiségén alapul. Ezeknek a pátithoz és a mikrithez mért aránya a kőzet ülepedési körülményein túl annak diagenezisét is megvilágítja. Ehhez természetesen az utóbbiak elsődleges és

másodlagos fajtáinak (I. kötet, 16.4 táblázat) a megkülönböztetése is szükséges; erre a kristályok mérete (I. kötet, 16.1 táblázat), továbbnövekedése és elhelyezkedése alapján lehet következtetni.

A 2. és 3. osztályba tartozó mészkövek mikrofaciésneve a domináns szemcse nevének rövidített alakjából álló előtaggal (pl. intra-, bio-, pel-, oo-, pizo- stb.) kezdődik, és a szemcséközi alap- vagy kötőanyagot jelző utótaggal (-pátit, illetve -mikrit, -mikropátit) végződik.

Az intraklasztok dominanciájával jellemzett mészkő tehát az *intrapátit* vagy *inramikrit*, az ooidokban dús mészkő az *oopátit* vagy *oomikrit* nevet kapja, aszerint, hogy szemcséközi anyaga pátos vagy mikrites. Ha a domináns szemcsék mellett más allokémikus kőzetelem is jelentős mennyiségű, akkor azt jelzőként csatoljuk a mikrofaciés fentiek szerinti megjelöléséhez. Az *extraklasztos biopátit* pl. olyan pátos kötőanyagú kőzetet jelent, amely a domináns biogén vázelemen kívül távolabbról behordott kőzettörmelék is tartalmaz. Ha a tömrelékes szemcsék átlagos mérete > 2 mm, akkor a mikrofaciés fentiek szerint képzett nevét (pl. *intrapátit*) a *rudit* megjelöléssel egészítjük ki.

A 4. kőzetosztály tagjai a *mikrit* nevet kapják. Az utólagos átkristályosodás miatt pátitos foltokkal tarkított mikritre a *dizmikrit* név alkalmazandó.

A FOLK-féle kategóriák a dolomitos mészkőre és a dolomitra is könnyen alkalmazhatók. Ha a kőzet 10–50%-ban dolomitból áll, akkor a FOLK-féle elnevezéseket a *dolomitosodott* jelzővel látjuk el (pl. dolomitosodott oopátit). Ha a dolomit eredete bizonytalan, akkor a *dolomitos* jelzőt használjuk (pl. dolomitos pelmikrit). A nagyon finom szemű, elsődleges vagy nagyon korai diagenetikus dolomit mikrofaciés neve *dolomikrit*. A pátosan átkristályosodott dolomit pedig *dolopátit*.

Foszforitok esetében a FOLK-féle megnevezéseket a *foszfo-* előtaggal látjuk el (III. kötet, 29.33. fejezet).

A karbonátos kőzet 10–50%-nyi *terrigén* anyagát FOLK az utóbbi nevéből képzett jelzővel fejezi ki (pl. agyagos biomikrit; agyagos dolomikrit; homokos intrapátit, kavicsos dolobiomikrit). Az 50%-nál több nem-karbonátos elegyrészt tartalmazó kőzetet viszont már a *terrigén* kőzetek közé sorolja (24.5 táblázat).

**24.712 A DUNHAM-féle (1962) rendszer** első sorban a szemcskapcsolatokat, valamint a szemcsék és a befoglaló anyag (mátrix, ill. kötőanyag) viszonyát fejezi ki, de a biogén elemek áthalmazatlanságát és a kőzet diagén átkristályosodását is figyelembe veszi



24.5. táblázat. A mészkő és a terrigén kőzetek átmenetének kifejezése FOLK (1962) szerint\*

Mészkő*	Mikrit Mikropátit Pátit	Homokos { mikrit mikropátit pátit	Mikrites Mikropátitos Pátitos { kötésű homokkő	Homokkő
	100% ← 90% ← Kalcit ← 50% ← Kalcit ← 10% ← 0%			
	0% → 10% → Kvarc → 50% → Kvarc → 90% → 100%			

Mészkő*	Mikrit Mikropátit Pátit	Agyagos { mikrit mikropátit pátit	Mikrites Mikropátitos Pátitos { agyag vagy márga	Agyag
	100% ← 90% ← Kalcit ← 50% ← Kalcit ← 10% ← 0%			
	0% → 10% → Agyag → 50% → Agyag → 90% → 100%			

\* Dolomit esetében a karbonátos kőzet nevét a *dolo-* előtaggal kell ellátni.

(24.6 táblázat). Nincs azonban tekintettel a szemcsék méretére és fajtájára. Mennyiségükön kívül csupán azt vizsgálja, hogy a szemcsék kölcsönösen alátámasztják-e egymást, vagy „úsznak”-e a mikrites vagy mikropátitos alapanyagban. Az így elkülöníthető két fő csoport: *a) a szemcsevázú karbonátok* (packstone és grainstone), *b) iszapvázú karbonátok* (wackestone, mudstone). Az *átalmozatlan vázak* (boundstone) a lerakódás közbeni szilárd összekapcsolódás jellemzi. A *kristályos karbonátok* eredeti szöveti jellegei már nem ismerhetők fel; ezért további felosztásuk csak másodlagos (diagenetikus) szövetük alapján lehetséges (I. kötet, 16.3 és 16.4 táblázat).

Megfelelő magyar kifejezések szűkében a mikrofáciesek leírása alkalmával az angol műszavak használata a magyarban is megengedett. Névkombinációval [pl. dolomitos wackestone; grainstone (vagy wackestone) szö-

vetű dolomit] a kőzetnek a mészkőtől eltérő jellege is kifejezhető.

**24.713 A FOLK- és a DUNHAM-féle kifejezések együttes alkalmazása** a mikrofácies szemléletes jellemzését teszi lehetővé, mert nemcsak a szemcsék és a befoglaló anyag minőségéről és részarányáról, hanem a kőzet „*sűrűszemcsés*” (packstone), „*ritkaszemcsés*” (wackestone), „*iszapkőzet*” (mudstone) vagy „*szemcsékőzet*” (grainstone) jellegéről is tudósít (például bioklasztos pátit — grainstone; extraklasztos mikrit — wackestone).

Ezt a kettős nevezéktant használják — némi módosítással — a francia Elf-Aquitaine (1975) kutatóvállalat geológusai is. Ők az ortokémikus alkotókat a következő kristálméretek alapján határozzák meg:

24.6. táblázat. A karbonátok mikrofáciesének DUNHAM-féle rendszere\*

Az elsődleges szövet felismerhető-e?					
Igen					Nem
A szemcsék		Szemcséközi mész- v. más iszap		Áthalmozatlan vázak	Teljes átkristályosodás
részaránya	viszonya	van	nincs		
> 10%	Érintkeznek Nem érintkeznek	1. Packstone 2. Wackestone 3. Mudstone	4. Grainstone	5. Boundstone	6. Kristályos karbonát
> 10%					
< 10%					

\* Durvaszemcsés mészkövek esetében EMERY—KLOVAN (1972) a packstone és a grainstone helyett a *rudstone* elnevezést alkalmazza; a boundstone-nak pedig három változatát különbözteti meg: *a) bafflestone*, ha a fa alakú (dendroid) vázak közötti réseket passzívan befogott üledék tölti ki; *b) hindstone*, ha a kőzetet aktív üledékmegkötők (pl. kékalgák) építik fel; *c) framestone*, ha a kőzet zátonyalkotók vázaiból áll.

Kristálméret	Mészkö	Dolomit
< 10 µm	Mikrit	Dolomikrit
10—80 µm	Mikropátit	Dolomikropátit
> 80 µm	Pátit	Dolopátit

Az allokémiás szemcsék mérete az Elf-Aquitaine gyakorlatában:

Finom .....	< 250 µm
Közepes .....	250— 500 µm
Durva .....	500—1000 µm
Nagyon durva .....	> 1000 µm

Együttes megjelenés esetén a különböző méretosztályokba tartozó ortokémek mindegyikét feltüntetik (pl. mikrit–mikropátit). A diszmikrit, ill. diszdolomikrit kifejezést az olyan kriptokristályos ortokémekre alkalmazzák, amelyek helyenként durvább kristályokból álló foltokat is tartalmaznak. Az allokém szemcséknek kilenc fő válfaját különböztetik meg: bioklasztok, biopizoidok (= onkoidok), koprolitok, aggregátumok, intraklasztok, kavicsok, litoklasztok, ooidok, pelletek. Különösen a packstone és grainstone szövétü mészköveknél a szemcsék osztályozottságát is feltüntetik:

## 24.72 A MAKROFÁCIESEK SZERINTI OSZTÁLYOZÁS

A képződési körülmények a karbonátos kőzetek külleme, szövetei és szerkezeti sajátosságai szempontjából is meghatározóak. Az erre támaszkodó osztályozás fő csoportjai: (a) szárazföldi és partmenti, (b) sekélytengeri, (c) nyílttengeri karbonátok.

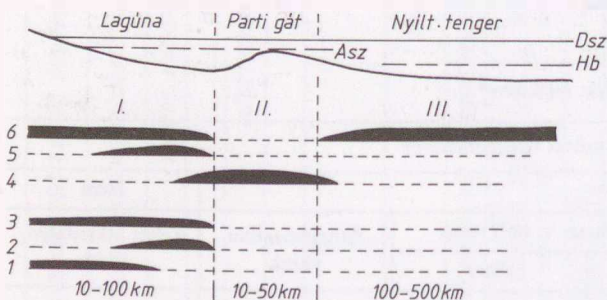
a) *A szárazföldi és partmenti karbonátok* a barlangi karbonátkiválásuktól (sztalaktitok, sztalagmitok, barlangfali és katarakta-bevonatok, barlangi gyöngy), a felszíni és felszínközeli karbonátkőzetektől a források, folyóvizek, tavak és árapályóvi pocsoltyák, a lagúnák és a zátonyháttér karbonátkiválásaiig nagyon sokféle kőzetfaját ölelnek fel. A tavi karbonátok szerkezete, szövete, ooidos, pizoidos, aggregátumos, váltóredékes szemcséinek típusa erősen emlékeztet a sekélytengeri üledékeikére. Édes- vagy csökkenésvízi eredetük fosszilisán gyakran csak ósmaradványtartalmuk, továbbá szárazföldi üledékekkel (pl. *fanglomerátumokkal*) való összefogazódásuk révén dönthető el. Sajátos képződmény a szélmozgatta tengerparti mészhomokból

cementálódott *eolianit* (I. kötet, 10.6131. fejezetrészt). A tenger és a szárazföld érintkezési övéhez kötődnek az árapálysíkságok és szebkhák, gipszsel és anhidrittel átszőtt karbonátjai, s a parti élettársaságok autochton vázaiból vagy azok törmelékéből kialakult, a helyi klíma és a víz mozgottsága szerint változó finomságú karbonátüledékek (I. kötet, 10.613. fejezetrészt).

b) *A sekélytengeri karbonátok* kifejlődése képződési környezetük szerint az apály alatti öv, a zátonykörnyezet és a nyílt self között változik (I. kötet, 10.62. fejezet). Ide sorolhatók az evaporitos tengermedencék karbonátüledékei is.

c) *A mélytengeri karbonátok* két fő csoportba oszthatók: (1) *pelágikus karbonátok*, amelyek főleg vagy csaknem kizárólag plankton- és/vagy nektonszervezetek maradványaiból állanak (pl. a krétaközet); (2) *gravitációs–pelágikus karbonátok*, amelyek a víz alatti lejtők aljának kevert szerkezetű, áttelepített üledékei (pl. a mezozoikum allodapikus krinoideás mészkövei).

A jelenkori karbonátüledékek zöme a sekély- és mélytengerekben rakódik le; területi maximumát az egyenlítő körüli övben éri el. A sekélytengeri karbonátok elterjedési területe két nagyságrenddel kisebb ugyan, mint a mélytengerieké, az utóbbiak 1—20 cm/1000 év felhalmozódási sebessége viszont két nagyságrenddel lassúbb, mint a kontinensperemi és a sekélytengeri öveké. A tengeri karbonátok kőzettani jellegeiből, kőzetelemeinek mennyiségéből, az üledék szerkezeti sajátosságaiból a lerakódási környezet energiaszintjére lehet következtetni (IRWIN 1965; 24.5 ábra). LEIGHTON—PENDEXTER (1962) az energiaszintet a *GMR-index* (grain/micrite ratio), vagyis a szemcsék (intra- és extraklasztok, vázelemek, rögök, pelletek és bekérgezett szemcsék), ill. a mikrit (a nem-karbonát anyagú pélit, a mikrit és a neomorfn mikropátit) viszonyszámának nagyságával igyekszik kifejezni.



24.5 ábra. A jelenkori selfek különböző energiaszintű öveire jellemző üledékszerkezetek megoszlása IRWIN (1965) nyomán

1. Száradási repedések, intraformációs breccsa és konglomerátum. — 2. Keresztrétegzés, kimosási mélyedések és üregek. — 3. Lemezes szerkezet. — 4. Bioklasztok, ooidok. — 5. Pelleték. — 6. Iszap.

Dsz = Dagálysint. — Asz = Apálysint. — Hb = Hullámbázis.

## 24.8 A KARBONÁTOS KÖZETEK PETROGRÁFIAI–GENETIKAI TÍPUSAI

Ahhoz, hogy a karbonátos kőzetek sokféle változatát a mai ismeretek szerint, a terepi megfigyelő és a laboratóriumi kutató számára egyaránt elfogadhatóan jellemezhesük, a fent ismertetett osztályozási szempontok közötti kompromisszumra van szükség. Az anyagi összetétel alapján öt kőzetcsalád (mészkö, dolomit, magnezit, sziderit és rodokrolit) megkülönböztetése látszik indokoltnak.

A mészkö családon belül a FOLK- és a DUNHAM-féle rendszernek a PETTIJOHN-féle (1975) beosztással való egyeztetése tűnik leginkább megfelelőnek (24.7 táblázat). A legtöbb és egyszerűsített leggyakoribb kőzettípus a szemcsevázú mészkövekhez tartozik. Ez a csoport szemcséinek mérete alapján makroszkóposan is tovább tagolható (*kalcirudit*, *kalkarenit*). Bár további részletezése a DUNHAM- és a FOLK-féle fogalmakra épül, mégis általában csak a kézi nagyítóval is felismerhető kőzetfajtákig terjed. Ez természetesen nem

zárja ki a szöveti jelek további, mikroszkópi pontosításának a lehetőségét. Az édesvízi mészkövek egy része nehézségek nélkül sorolható be az 1–3. csoportba. Csak különlegesebb fajtáik igényelnek külön tárgyalást a 4. csoportban.

Ez a tárgyalási rend a dolomitokra is kiterjeszhető (24.8 táblázat). A más üledékek felé átmenetül szolgáló kőzetfajtákat (pl. az agyagos, kőzetlisztes, homokos, sziderites, limonitos, mangános, foszfátos, bitumenes, tufás mészköveket, ill. ezek dolomitos megfelelőit) nem szükséges külön ismertetni, mert ezek többsége a 24.5 és 24.6 táblázaton szereplő csoportok valamelyikébe könnyen besorolható. Ha pedig gyakori és jellemző változatot képviselnek, azt a megfelelő csoport tárgyalásakor megemlítjük.

Az üledékes magnezit és sziderit leírásakor — megfelelő szöveti rendszer híján — azok képződési körülményeire szorítkozunk.

24.7. táblázat. A mészkövek szöveti különbségekben alapuló petrográfiai–genetikai rendszere

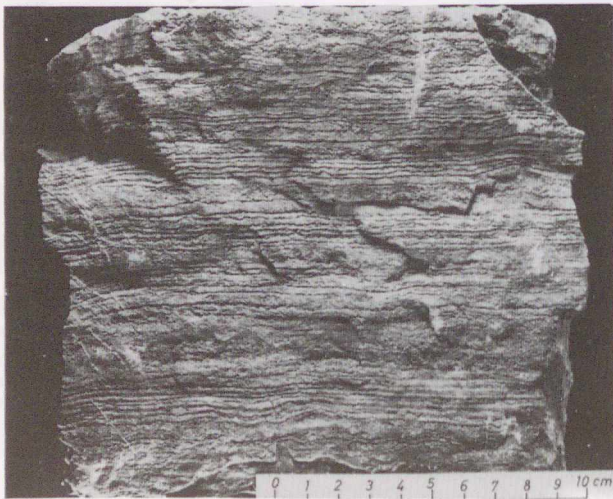
1. Helyben képződött biogén mészköfajták	2. Szemcsevázú mészkövek	3. Mikrokrisztályos mészkövek	4. Különleges édesvízi mészkövek	5. Átkristályosodott mészkövek
1.1 Zátonymészkö 1.2 Sztromatolitos mészkö	2.1 Bioklasztos mészkö 2.11 Bioklasztos kalcirudit 2.12 Bioklasztos kalkarenit 2.121 Bioklasztos pátitos kalkarenit (grainstone) 2.122 Bioklasztos mikrites kalkarenit (packstone) 2.2 Karbonátklasztos mészkö 2.21 Intraklasztos mészkö 2.22 Extraklasztos mészkö 2.3 Bekérgezett szemcsés mészkö 2.31 Ooidos mészkö (oolit) 2.32 Pizoidos mészkö (pizolit) 2.33 Onkoidos mészkö (onkolit)	3.1 Mikrokrisztályos-szemcsés mészkö (wackestone) 3.11 Mikrokrisztályos-bioklasztos mészkö 3.12 Mikrokrisztályos-litoklasztos mészkö 3.13 Mikrokrisztályos-peloidos mészkö 3.2 Mikrokrisztályos mészkö (kalcilutit, mudstone)	4.1 Forrásmészkö („mészufa”) 4.2 Mészkergek és -konkréciók 4.3 Cseppkövek	5.1 Diagenetikusan átkristályosodott mészkö 5.2 Metamorf mészkö (márvány)

1. Biogén építmények utáni dolomitok	2. Szemcsevázú mészkövek utáni dolomitok	3. Mikrokrisztályos mátrixú dolomitok	4. Átkristályosodott dolomitok
1.1 Dolomitoidosodott mészkőzátónyok 1.2 Sztromatolitos dolomit	2.1 Bioklasztos dolomit (dolomit, dolarenit; grainstone, packstone) 2.2 Intraklasztos dolomit 2.3 Extraklasztos dolomit 2.4 Ooidos dolomit 2.5 Pizoidos dolomit 2.6 Onkoidos dolomit	3.1 Mikrokrisztályos–szemcsés dolomit (wackestone) 3.2 Mikrokrisztályos dolomit	4.1 Cukorszövetű dolomit 4.2 Dolomárvány

## 24.81 A MÉSzkÖVEK

**24.811 A helyben képződött biogén mészkőfajták** zátonyépítő szervezetek vázaiból és az azok által visszatartott belső üledékből álló, valamint bekergező és üledékbefogó szervezetek életműködése nyomán keletkezett, eleve többé-kevésbé szilárd kőzettestek (I. kötet, 16.212. fejezetrész).

**24.8111 A zátonymészkő** (17.221. fejezet) élőhelyzetben levő zátonyalkotókból, a vázak közeit és belsejét kitöltő közettörmeléből és ásványokból, valamint zátonylakó szervezetek (I. kötet, 10.55, 14.41 ábra, 16.6. tábla: 1–2) vázaiból álló, gyakran nagy porüstérfogatú kőzet. Általában sekélytengeri platókkal és medenceüledékekkel összefogazódó, de kis távolságon belül is jelentősen változó vastagságú, rétegzetlen vagy vastagpados kőzettestet alkot. Ennek alakja és kapcsolatai a környezeti helyzet szerint változnak.



24.6 ábra. Alig hullámos, sík sztromatolitos algaszövedékes szerkezet. — Bükk hegység, a Bálvány K-i lábánál, a Bánkút felé vezető új műút bevágásából. — Ablakoskövölgyi Formáció. — Alsótriász. — Gy.: PELIKÁN PÁL. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

Szöveti elemeinek nagy része ugyan már szabad szemmel is felismerhető, a zátonyalkotó ősmaradványok (*korallók, hidrozoák, mészszivacsok, vörösalgák, rudista kagylók*) az üregkitöltésekkel, a mikrites alapanyagba ágyazott bioklasztokkal és pelletekkel szemben mégis gyakran háttérbe szorulnak.

A kőzet színe túlnyomóan fehér, szürke, esetleg halványsárga; ez és a zátony alakja, környezetéből kiemelkedő volta légi felvételeken való felismerésüket nagyon megkönnyíti. A kioldott vázak helyét utólag kitöltő anyag azonban gyakran színes. — Képződésmódját és néhány jellemző előfordulását az I. kötet 16.212. és 16.6232. fejezetrészei ismertetik.

**24.8112 A sztromatolitos mészkő** (17.221. fejezetrész) apró szemcséket is tartalmazó, vékony mikrit- és pátitlemezekből álló, karbonátos laminit, amely kékeszöld algák üledékmegkötő vagy mészkiválasztó tevékenysége folytán keletkezett. Sík, hullámos (24.6 ábra), félgömbyszerű vagy oszlop alakú (24.7 ábra, 24.1. tábla: 1–2) változataiban gyakoriak a sorokba rendeződött „madárszem szerkezetek”. Gyakoriak a száradási repedések, és utólag kitöltött, nagyobb üregek is előfordulnak.

Mikroszkóp alatt sötét és világos sávok váltakozása látszik. A sötét sávokban olykor algaszálak is megfigyelhetők, többnyire azonban csak mikrites alapanyagba ágyazott pelleték és bioklasztok állapíthatók meg. A világos sávokat általában több pátgenerációval kitöltött fenesztrális pórusok alkotják. Nem ritkák a nagyobb — gyakran szabad szemmel is jól látható — intraklasztok, amelyek a kiszáradó algaszövény felcserepedéséből származnak.

A kőzet színe fehér, vajszerű, sárga, rózsaszínű vagy vörös; nagyobb szervesanyag-tartalom esetén sötétbarna vagy sötétszürke. — Képződésmódja és néhány jellemző példája felől az I. kötet, 16.2122. fejezetrésze tájékoztat.

**24.812 A szemcsevázú mészkövek** uralkodóan homok vagy aprókavics méretű karbonátszemcséi mikrites, mikropátitos vagy pátitos alapanyagba ágyazódnak. Leírásuknál fontos a szemcsék már makroszkóposan is megállapítható típusának, méretének, alakjának, osztályozottságának, valamint egymás közti viszonyának a megállapítása.

**24.8121 A bioklasztos mészkövek** (lásd az I. kötet 16.2131. fejezetrészét is) a bioklasztok mérete szerint kétfélék:

(1) A bioklasztos kalcirudit 2 mm-nél nagyobb bioklasztjainak közét vagy pátit, vagy mikrit tölti ki (I. kötet, 16.15 ábra). Sokszor azonban a szemcséközi anyag részint mikrit, részint pátit, részint homok méretű karbonátszemcse. Szerkezetét a tömeges kifejlődésbe átmenő vastagpadosság jellemzi. Néha azonban jól rétegzett; a réteglapokat pélitfilm vagy vékony márgaréteg borítja. Makroszkóposan két szöveti főtípusa különíthető el:

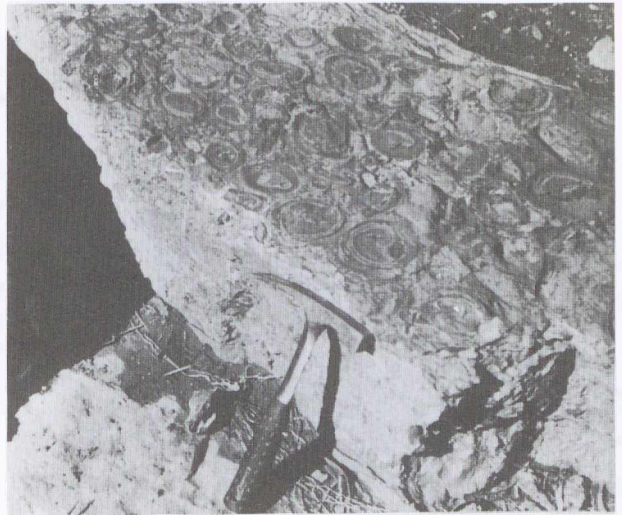
a) A bioklasztos pátitos kalcirudit leggyakoribb válfaja a durva, koptatott, lekerekített, gyakran bekérgezett, többnyire jól osztályozott bioklasztokból álló *kokvina* (17.222. fejezetrész). Ebben a bioklasztokon kívül más kavics méretű szemcsék (többnyire intraklasztok, esetleg onkoidok) is megjelenhetnek.

b) A bioklasztos mikrites kalcirudit szemcséközi anyaga általában biomikrit vagy pelmikrit, amihez több-kevesebb homok méretű karbonátszemcse is társul (24.1. tábla: 3; 24.2. tábla: 1). A durva bioklasztok nem, vagy alig koptatottak, és rosszul osztályozottak. A diagenézis során kioldódott üregeket gyakran pátit vagy mikrit és „belső üledék” (intraszediment) tölti ki. A pórusok kitöltetlensége esetén gyengén kötött, nagy hézagterefogatú „durvamészko”-ról beszélünk (I. kötet, 16.9. tábla: 4).

A kalciruditok leggyakoribb bioklasztjai a kagylók (pl. a rudisták) és csigák, ritkábban a lábasfejűek, újpaleozóos és paleogén mészkövekben a nagyforaminiferák (*Fusulinidák*, *Camerinák*, *Discocyclinák*), másokban az Orbitolitesek, Miliolinák, korallak, szivacsok, Brachiopodák, Crinoideák, Echinoideák, vörös- és zöldalgák vázrészeiből kerülnek ki (I. kötet, 16.11. tábla: 1, 3).

Jellemző a világos (fehér, sárga, világosszürke) szín. Másodlagosan azonban más színárnyalatok is lehetségesek.

A kokvinák általában erősen mozgatott vízben (pl. a parti hullámverés övében) képződnek. Az apály idején rendszeresen szárazra kerülő mészhomokos partokon gyakori *beachrock* (17.6131. fejezetrész) képződését — akárcsak a kokvinakét — az összemosott héjtöredékek nagyon lassú, gyakran Mg-kalcitos cementációja okozza. Pátos kalcirudit képződhet azonban a zátonyok közvetlen előterében és háttérében, esetleg az erősebb vízmozgású sekély platókon is, ahonnan a finomabb üledéket a hullámozás vagy áramlás eltávolítja.



24.7 ábra. Sztromatolitszerű, limonithéjú óriás onkoidok sötétszürke, vastagpados mészköben. — Algéria, Rhar Roubane-hegység; Khemis városától 25 km-re ÉÉNy-ra. — Alsó-júra, lotharingiai-charmouthi emelet. — In: Recherche et prospection concernant de la perspicacité de la bauxite et des argiles alumineuses en Algérie. — Geominco/Aluterv FKI (Budapest, 1978)

A mikrites kalciruditok durva szemcséi — rövidebb-hosszabb szállítás után — a csendesebb vizű helyeken temetődnek be. Ez történik pl. a selfperemi lejtők alján felhalmozódó vagy a viharok alkalmával a nyugodt vizű lagúnákba került bioklasztokkal (24.1. tábla: 4).

Kokvina jellegű a bakonyi kréta albai emeletbeli Zirci, ill. szenon emeletbeli Ugodi Formációjának rudistás mészköve (I. kötet, 16.8. tábla: 3—4). Ide sorolható azonban az eocén korú Szőci Formáció nummuliteszes mészköve, továbbá a középső- és felső-miocén „lajtamészko”, valamint „durvamészko” fáciesének (I. kötet, 16.11. tábla: 4) jelentős része is.

(2) A bioklasztos kalkarenit a szemcséközi anyag kristálymérete alapján ugyancsak kétfelé bontható:

a) A bioklasztos pátitos kalkarenit (= grainstone) uralkodóan homok méretű (0,06—2,0 mm-es) bioklasztokból áll; szemcséközi anyaga pedig pátit. Vékonyréteges, közepes- vagy vastagpados szerkezetű. Réteglapjai hullámosak, gyakran hullámfodrosak. A rétegen belüli ferde- és keresztirétegzés is ülepedés előtti áthalmozódásról tanúskodik (24.2. tábla: 3—4).

A bioklasztok mellett gyakran más — csak mikroszkóp alatt elkülöníthető — kőzetlemez is megfigyelhető. Gyakori tehát a *biointrapátit*, *bioextrapátit*, *biopelpátit*, *bio-oopátit*. Ha azonban a diagenézis a szemcséközi pátit mennyiségét 10% alá csökkenti, akkor a kőzetet egyszerűen *bioklasztitnak* nevezzük. Tüskésbőrű vázelemek esetében az azokat szintaxiálisan körülölvő neomorfi pátinoszórú (I. kötet, 14.6 ábra) keletkezése viszont a pát mennyiségének növelésével s a pórusok teljes eltömődésével járó folyamat.

A szemcsék többnyire erősen kerekítettek és jól osztályozottak. A megnyúlt szemcsék tengelye gyakran egybeesik a rétegzés síkjával. Zömök zöld- vagy vörösalgák, fenéklakó foraminiferák, sekélytengeri kagylók és krinoideák váztöredéke. Az uralkodóan krinoidea-vázelemekből álló mészkövet *krinoidit*nek, *enkrinit*nek nevezik

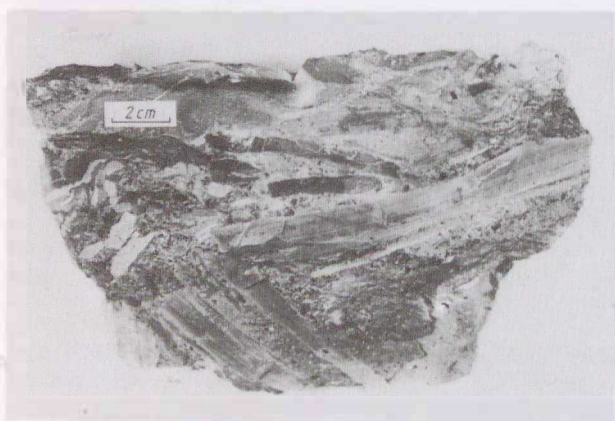


24.8 ábra. Iszaproggyással keletkezett intraklasztok. — Balatonarács Bdt-2. sz. fúrás: 184,2 m. — Iszkahegyi Mészke Formáció. — Anisusi emelet. — Foto: SZABÓ IMRE. — Kb. 1,4×

(25.8. tábla: 2). Gyakran a briózoa, csiga, lábasfejű és tengeri sün váztöredékek is fölszaporodnak. A nem-karbonátos szemcsék mennyisége azonban többnyire alárendelt. — A mozgatott vízben való ülepedés miatt a szervesanyag-tartalom kicsiny; a kőzet általában fehér, világosszürke, sárga vagy világosbarna. A vörös, vörösbarna, zöld színárnyalatok ritkák.

A vízmozgás nemcsak a bioklasztokat kerekíti le, hanem a homokméretnél finomabb szemcséket is kirostálja. A szemcsék közötti pórusokat diagenetikus pátit tölti ki. A pátitos kalkarenit a meleg tengerek lapos partjainak turzásain, homokzátonyain és -dűnéin, ill. a sekély platók hullámjárta peremeinek víz alatti mészhomokdombjain és -szigetein képződik. A parti mészhomok sokszor közvetlenül a felhalmozódása után „beachrock”-ká cementálódik, sőt dolomitósodik. A platóperemi mészhomok sokszor már a víz alatt cementálódik. Máskor a cementáció csak a betemetődés vagy a kiemelkedés során következik be (25.6. tábla: 3).

Példaként az apti korú Tatai Mészke Formáció extraklasztokat is tartalmazó dolomitját, vagy a szenon korú Ugodi Mészke biohermái között lencseszerűen elhelyezkedő kalkareniteket említhetjük.



24.9 ábra. Szürkészöld agyagos mészkőbe ágyazott, lemezes intraklasztok és apró „fekete szemcsék” a Dachsteini Mészke Formáció egy ciklusának A-tagjából (viharüledék: tempesztit). — Lábatlan: Kecskekői köfőjtő, alsó bányaudvar. — Felső-triász: nóri emelet. — Gy.: HAAS JÁNOS. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

b) A bioklasztos mikrites kalkarenit (= packstone) uralkodóan homok méretű bioklasztokból áll, amelyek mikrites szemcséközi anyagba ágyazódnak. Közepes vastagságú rétegek mellett vastagpadosság is megfigyelhető. A réteglapok határozottak, felszínük sík vagy hullámos (24.2. tábla: 2; 24.3. tábla: 1—2).

A > 50%-nyi nem vagy alig koptatott, osztályozott vagy osztályozatlan bioklaszt mellett peloidok és intraklasztok is előfordulnak. A bioklasztok néha a rétegzéssel párhuzamosan irányítottak. Közöttük a planktonikus foraminiferák, kagylók (pl. a *Bositrák*), valamint krinoideák (pl. a *Saccocomák*) is fontos szerephez jutnak. Ezek jelenlétére utal számos hagyományos elnevezés is (*lombardiás, bositrás, filamentumos, globigerinás stb. mészkő*). A kőzet színe a leülepedés helyének redox-viszonyaitól és a terrigén szemcsék mennyiségétől függően a világos és a sötétszürke, valamint a zöldes és a vörösbarnás között ingadozik (I. kötet, 16.5. tábla: 1 és 4; 16.7. tábla: 3; 16.11. tábla: 2; 16.12. tábla: 4; továbbá 24.3. tábla: 3).

E kőzettípus keletkezése olyan csöndesvízű tengerrészekben képzelhető el, amelyek fenéklakó faunájához finomabb mészszipa és a magasabb vízrétegekből származó „planktoneső” keveredik. Ilyen viszonyok a védett belső selfeken, a zátonyok mögötti övekben, az előtéri lejtőkön, a selfek hullámbázis alatti részein és a pelágikus tartomány karbonát-kompencziós szintje fölötti területeken alakulhatnak ki. Hogy ezek melyikéről lehet szó, azt a biogén maradványok ökológiai kiértékelése alapján lehet megmondani. Példaképpen a dogger korú Tölgyháti, ill. Eplényi Mészke Formáció bositrás, a malm korú Pálihálási Mészke Formáció lombardiás mészkőve, vagy az Aggteleki-hegység nóri korú filamentumos hallstatti mészkővei említhetők.

**24.8122 A karbonátos klasztok alkotta mészkövek törmelékanyaga vagy a lerakódással közel egykorú intraklaszt, vagy idősebb kőzetekből áthalmozott extraklaszt.**

a) Az intraklasztos mészkő több mint 50%-ban intraklasztokból áll. Általában csak egy-egy réteg vagy lencse formájában jelenik meg; jelentősebb, kiemelkedő kőzettestjei ritkák. Szövetében a medencén belüli üledék felszakadásából származó, kavics vagy homok méretű szemcsék keverednek. Leggyakoribb fajtája az *intramikrit*; az *intrapátit* ritkább. Nyomási oldódás következtében az intraklasztok többnyire *sztitolitosan érintkeznek*. Ha a kőzet biogén törmelék is tartalmaz, *intrabiomikrit*, ill. *intrabiopátit* áll elő. Az intraklasztok alakja és mérete a vékonylemezesestől a nem, vagy alig koptatott, szögletes vagy lekerekített szemcséig tág határok között változik. A félig konszolidált törmelék — gravitációs csúszással való áthalmozódás után — elmosódott körvonalú *plasztiklasztok* (röviden *plasztok*) alakjában rakódik le. Lejtőüledékek helyben felszakadt, „valódi” intraklasztokon kívül olyan távolabbról származó — esetleg valamivel idősebb — „*litoklaszt*”-okat is tartalmazhatnak (I. kötet, 16.14. tábla: 2—3), amelyek pontos származási helye már nem is rekonstruálható. Ezek között igen nagy méretű olisztolitikok (17.2463. fejezetrészt) is előfordulnak: néha egész zátonytestek csúsznak a medence mélyebb részébe. Az alapanyag és az intraklasztok eltérő színének a kőzetre nézve diagnosztikus értéke van (24.8 és 24.9 ábra; I. kötet, 16.15. tábla: 2; 16.14.

tábla: 1). Intraklasztos mészkőfajták ott keletkeznek, ahol a nyugodt üledékképződést időnként nagy energiájú folyamatok szakítják meg. Ilyen terület pl. az az árapály feletti öv, amelynek viharok idején lerakódott üledéke kiszáradva fölcserpesedik, lemezesen fölszakad, vagy forgácsszerűen felpöndörödik, s a következő elöntés alkalmával intraklasztként sodródik a partmenti üledékbe. Intraklasztok azok a *fekete breccsaszemek* (black pebbles) is, amelyek a szupratidális övet borító algaszőnyeg s a mélyedéseket kitöltő, pangó vízű pocsolyák sötét színű üledékének felszakadásából és áthalmozódásából származnak (I. kötet, 16.15. tábla: 1). A szárazföld felé irányuló nagy erejű szelek a lagúnák és a belső self víz alatt megkeményedett üledékének darabjait és héj- vagy csontmaradványait is a parton teregethetik el. Intraklasztok keletkezhetnek azonban a peritidális öv meanderező csatornáin — részben már dolomitosodott — peremrészeinek leszakadása révén, valamint a zátonyok elő- és háttérében, a karbonátos platók és selfek előtéri lejtőin is. — Példaként szolgálhat a Dachsteini Mészkő fekete-kavicsos ciklustagja, a szenon korú Polányi Márga Formáció Jákóhegyi Breccsa Tagozata, valamint a Gerecse hegység és a tatai Kálvária-domb „oxfordi breccsa”-ja (24.10 ábra; I. kötet, 14.9 ábra: C).

b) Az extraklasztos mészkő kifejezés akkor használatos, mikor viszonylag kevés medencén kívüli törmelék szemcsé mellett a többi allokém, ill. a karbonátos mátrix és cement is lényeges mennyiségű (I. kötet, 16.14. tábla: 4). Ha azonban a kőzet uralkodóan durva karbonátos törmelék szemcsékből és póruskitöltő karbonátokból áll, akkor azt *mészkőkonglomerátumnak* vagy *mészkőbreccsának* nevezzük. Ez a kőzetfajta többnyire lencseszerűen kiemelkedő testeket alkot. Mikrites alapanyag esetén szemcséi nem koptatottak, és rosszul osztályozottak. Pátos kötőanyag esetén ennek az ellenkezőjét tapasztalhatjuk. A szemcsé érintkezések gyakran sztilolitosak. Az extraklasztok mellett fellépő egyéb szemcséket a szövet elnevezésével jelezzük (*extrabiopátit*, ill. *-mikrit*; *extraintrapátit*, ill. *-mikrit*).

Kavics méretű extraklasztok esetén a kőzet színfoltos. Homok méretű extraklasztok esetén azonban a kőzet szabad szemmel egyszínűnek látszik, és az extraklasztok csak kézi nagyítóval vagy mikroszkóppal ismerhetők fel. A kőzet általában a víz alatti lejtők gravitációs tömegmozgással tovább szállított üledéke. A karbonátos kőzettörmelék többnyire a medence peremén, ill. annak közelében levő vetőzónából ered, vagy folyóvízi szállítás, valamint a parti hullámverés juttatja a medencébe. Ide tartoznak az apti emeletbeli Tatai Mészkő Formáció ama rétegei, amelyek jelentős mennyiségű, júra–alsó-kréta korú karbonátból keletkezett homokot és aprókavicsot tartalmaznak.



24.10 ábra. Vörös agyagos mészkőbe ágyazott, fekete-szemcsés mészszipdarabkákból álló autigén breccsa a Dachsteini Mészkő Formáció egy ciklusának A-tagjából. — Porva Po-89. sz. fúrás: 254,6–254,8 m. — Felső-triász: nóri emelet. — Felületi csiszolat. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

#### 24.8123 A bekérgezett szemcsék alkotta mészkövek szemcséik kifejlődése szerint osztályozhatók:

a) Az *ooidos mészkő* (oolit) >50%-át ooidok és pszeudooidok (I. kötet, 16.2134. fejezet rész) alkotják. A kőzet gyakran keresztréteges, a rétegvastagság a vékonyrétegestől a padosig terjed. Leggyakoribb típusa a jól osztályozott, homok méretű ooidokat pátos cementbe foglaló, grainstone jellegű oopátit (24.3. tábla: 4; I. kötet, 14.5 ábra; 16.18 ábra; 16.13. tábla: 3–4). A csak kisebb foltokra szorítkozó mikrites alapanyag az ooidok átülepítését jelzi. Az ooidok mellett koptatott vagy eredetileg is gömbölyded ősmaradványok, intraklasztok és peloidok is gyakoriak. Dominál a fehér, világosszürke és a sárgás szín; a sötét színárnyalatok ritkák. A sokhéjú, aragonit anyagú ooidoknak meleg tengerek állandóan mozgó vizéből való kicsapódását a víz alatti sekély pad, valamint a self külső része biztosítja, ahol a vízmélység csak néhány méter, s az ooid-dombok apály idején a vízszint fölé kerülhetnek. A csak egyetlen burokkal körülvett



24.11 ábra. Onkoidos réteg a budapest-rákosi vasúti delta bevágásában. — Rákosi Formáció. — Középső-miocén, felső-bádeni alemelet. — Foto: MÜLLER P., 1988

pszeudooidok inkább a belső self vagy a sekély lagúnák nyugodtabb vizében képződnek (24.4. tábla: 1). Az árapály övi ooidok belső magja — a kisszámú héj egy részének kioldódása után, de még a szemcse belsejének pátos kitöltődése előtt — az ooid aljára kerülhet, és ez az ooid torzulását eredményezi (I. kötet, 16.17 ábra). Az árapály feletti öv szabálytalan alakú ooidjainak eredeti alakja valószínűleg Mg-kalcit, édesvízi behatás esetén Mg-szegény kalcit. Ezen öv ooidjai algákkal bekéregződve gyakran onkoidokká alakulnak át. A hazai példák közül említhető a Bükk hegységi alsó-triász Gerennavári Formációjának, vagy a szarmata korú Tinnyi Formációjának az oolitja.

b) A *pizoidos mészkövek* (pizolitok) kavics méretű szemcséi (I. kötet, 16.2135. fejezetrész) többnyire édesvizekben keletkeznek, és csak ritkán alkotnak nagyobb kőzettesteket. A legszabályosabb felépítésű, kerekded, sokhéjú pizoidokat a forrásmészkövekben találjuk. A forráskürtön nagy erővel feltörő víz ui. állandóan megforgatja e szemcsék magvait, és ezekre a CO<sub>2</sub>-vesztés miatt kiváló víz koncentrikus héjak alakjában rakódik le. Ilyenek pl. a budai Várhegy pleisztocén korú édesvízi mészkővének pizoidjai. A cseppkőbarlangok aljának mélyedéseiben keletkező pizoidokat *barlangi gyöngynek* nevezik (24.4. tábla: 2). A szárazföldről tóvizbe bemosott apró kavicszemcsékre csapódtak ki a szenon korú Ajkai Formáció talpán levő édesvízi mészkő pizoidjai. Az árapály fölötti öv csapadékvízzel kitöltött pocsolyáiban szabálytalan alakú „*vadózus pizoidok*” képződnek. Ilyenek ismertek pl. a Karavankák ladin korú Wettersteini Mészkővének egyes ciklustagjaiból.

c) Az *onkoidos mészkövek* (onkolitok) szemcséi kékeszöld és zöld algák által múmiaszerűen bekéregzett, lekerekített körvonalú testek (I. kötet, 16.2137. fejezetrész; 16.5. tábla: 3; 16.19 ábra). Az onkolit többnyire egy-egy vastagabb mészkőpadnak éles határ nélkül, lencseszerűen kiemelkedő részlete (24.11 ábra).

Ebben az onkoidok sűrűbb-ritkább (packstone, wackstone) elrendeződésben, általában mikritbe vagy mikropátitba, ritkábban grainstone-szerűen pátitba ágyazódnak (*onkomikrit, onkomikropátit, ill. onkopátit*). Az onkoidokon kívül gyakoriak az ooidok, pszeudooidok, a peloidok és ősmaradványtöredékek is. A többnyire jól osztályozott onkoidok mérete 0,1—1 mm és több cm között változik (24.4. tábla: 3; 24.5. tábla: 1). Esetleges osztályozott rétegeességük általában nem az átülepítés, hanem a vízenergia átmeneti csökkenésének az eredménye. A világos (fehér, sárga, világosszürke) kőzetszint csak ritkán — nagyobb szervesanyag-tartalom esetén — váltja fel a sötétszürke.

Az onkolitok gyakran az ooidos fácies közvetlen szomszédságának kevésbé mozgatott vizéhez kötődnek. Elterjedésük egyik fő területe ezért a víz alatti sekély platók, a selfek, a zátonyok vagy az ooidombok mögötti, gyengén hullámzó, néhány méter mélységű vizekre esik. A másik fő terület pedig az árapály alatti (szubtidális) öv felső része, ahol a hullámzás a telepszerű algabevonatok (sztromatolitok) képződését már lehetetlenné teszi. Keletkezhetnek azonban onkoidok az árapály feletti (szupratidális) öv időszakos vízállásaiban, sőt édesvízi tavak hullámbázis feletti részén is. Képződésük ui. független a víz sótartalmától. A Mecsek hegységben a középső-triász Kozári Mészkő Tagozata, valamint a Keszthelyi-hegység Edericsi Mészkővének egyes padjai tartoznak e kőzettípusa.

**24.813 A mikrokristályos alapanyagú mészkövek.** Ezeknek az a közös jellemzője, hogy bennük a mikrit (mikropátit), esetleg a kalkaurit van túlsúlyban az egymással nem érintkező szemcsékkel szemben.

**24.8131 A mikrokristályos-szemcsés (wackstone típusú) mészkövek** a beljük ágyazódó, 10—50%-nyi mennyiségű karbonátszemcse alapján osztályozhatók. Az alább tárgyalt három leggyakoribb szemcsekombináción kívül azonban ritkán más — többnyire átülepítésből származó — szemcsekombinációk is lehetségesek.

a) A *mikrokristályos-bioklasztos mészkövek* egy része sekélytengeri, más része pelágikus üledék. Sekélytengeri fajtáik többnyire vastagpadosak, a pelágikus pedig vékonyrétegűek, gyakran hullámos, egyetlen rétegfelszínnel, gumós vagy flázeres szerkezettel. Leggyakoribb a 10—50%-nyi, nem vagy csak gyengén koptatott bioklasztot tartalmazó biomikrit (24.5. tábla: 2). A klasztok mérete ugyanazon kézipéldányon vagy vékonycsiszolaton belül is a kőzetliszt és a kavics mérete között ingadozhat. Egyes méretfrakciók gyakorisága azonban lényeges genetikai információk forrása lehet. A bioklasztok mellett peloidok és

intraklasztok, sőt nem-karbonátos szemcsék is megjelenhetnek; ezt a kőzet nevének bővítésével fejezzük ki. A kőzet színe fehér, szürke, barnás- és zöldesszürke vagy vörös.

E csoportba tartozik a rudistás mészkövek jelentős része, az „ammonitico rosso”-nak is nevezett, vörös gumós, ammoniteszes mészkő, s a calpionellás, globotruncanás, orbitolinás, megalodontás (25.6. tábla: 2) stb. mészkő is. E változó küllemű mészkőfajtákat az jellemzi, hogy a vízmozgás gyöngesége miatt a mésziszap nem mosódhatott ki a szemcsék közül. A leülepedés helyét (lagúna; zátonyok és szigetek védett háttere; a neritikus öv hullámbázis alatti része; a mélytengeri vagy mélytavi tartomány) azonban csak az ősmaradványtársaság alapján lehet megítélni (24.3. tábla: 3; 24.5. tábla: 3; I. kötet, 14.19 és 14.23 ábra; 16.12. tábla: 1–2).

A lagúnákat a mészalgás, molluszkumos és foraminiferás együttesek és az üledékbefogó szervezetek *iszapdombjai* (mud mound) jellemzik. A zátonyok elő- és háttérét a zátonyalkotó szervezetek váztöredékei alapján lehet felismerni. A neritikus övben a bentosz autochton és parautochton vázelemei uralkodnak. A pelágikus fácies gyakran nannoplankton eredetű, mikrokristályos alapanyagába a plankton és a nekton (planktonikus foraminiferák, pszeudoplanktonikus csigák, kagylók és krinoideák, valamint szabadon úszó ammoniteszek és belemnoidéák) ágyazódnak.

E kőzettípus sekélytengeri változatát képviselik a középhegységi alsó-liász krinoideás–foraminiferás mészkövei. Mélyvízi fáciesűek a magasabb júra ammoniteszes, bositrás, lombardiás és calpionellás mészkőtömegei. A zátonyháttér csigás–bentosz–foraminiferás, valamint a zátonyelőtér rudista–törmelékes típusai ismeretesek a szenon korú Ugodi Mészkő Formációból.

b) A *mikrokristályos–kőzettörmelékes mészkövek* aszerint osztályozhatók tovább, hogy szemcséik karbonátos intra-, lito- és extraklasztok-e, vagy pedig nem-karbonátos kavics-, ill. homokszemcsék. Ez a mészkőtípus általában lencse, kúp vagy ék alakú kőzettesteket alkot. Más kőzetfajtákból álló rétegsorokban föllépő, gyakran jelentős elterjedésű, de vékony közbetelepüléseit általában viharüledékként könyvelhetjük el. A szemcsék anyaga, alakja, mérete szerint számos változata ismeretes, pl. *mikrokristályos–intraklasztos mészkő*: intramikrit (24.12 ábra), intramikropátit; *mikrokristályos–extraklasztos mészkő* (extramikrit, extramikropátit); *mikrokristályos–kavicsos mészkő* stb. Mind a mátrix, mind a szemcsék színe igen változatos lehet. A durvaszemcsés fajták többnyire foltosan színezettek.

Az intraklasztos változatok többnyire az árapály fölötti övet viharok után beborító rétegben, vagy az árapálycsatornák kitöltései gyanánt jelennek meg,

24.12 ábra. Mikrokristályos–kőzettörmelékes mészkő (intramikrit). — Porva Po-89. sz. fúrás: 492,5–492,7 m. — A Földolomit és a Dachsteini Mészkő Formáció átmenetéből. — Felső-triász: nóri emelet. — Felületi csiszolat. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ



mivel a vihardagály által besodort mésziszap és a felszakított intraklasztok egyszerre rakódnak le.

Az iszapogyásos lejtőfáciesekben azonban az intraklasztokhoz számos más karbonátos és nem-karbonátos, gyakran „exotikus” breccsa- és kavicszemcse is keveredhet. Finomabb karbonátos törmelékszemcsék esetén a leülepedés helye a zátonyelőtér disztális részén vagy a külső selfperemen jelölhető ki. Finom, de nem-karbonátos törmelékszemcsék esetén viszont az a deltalejtő disztális részén vagy olyan sekélytengeri környezetben valószínűsíthető, ahová közvetlenül a parttól vagy a partmenti áramlatokkal a folyótorkolatokból kerül a homok.

E típusba sorolható pl. a Dachsteini Mészkő Formáció vöröses vagy zöldes színű betelepüléseiben gyakori intraklasztos mészkő, amely kétséggel az árapály fölötti öv képződménye (24.12 ábra). Sekélytengeri eredetűek a dél-bádeni és lengyelországi „Muschelkalk”-ból leírt „temesztitek” (17.8 ábra; 17.222. fejezetrész).

c) A *mikrokristályos–peloidos mészkő* csak mikroszkóp alatt különíthető el a mikrokristályos kalcilutitoktól. Szerkezeti sajátosságai is megegyeznek az utóbbiakéval. Leggyakoribb szövettípusa a 10–50%-nyi peloidot (I. kötet, 16.2132. és 16.2133. fejezetrészek) tartalmazó pelmikrit. A gömbölyded vagy megnyúlt, és belső szerkezettel is rendelkező fekális pelleték mérete 0,1–0,6 mm. A 0,1–2,0 mm közötti átmérőjű, gömbszerű mikritcsomók (peloidok) eredete bizonytalan. Rajtuk kívül váztöredékek, intraklasztok és bekérgezett szemcsék is előfordulnak.

A pelletes mésziszap a csak néhány m mély, gyönges vízmozgású zátonyháttér, a partmenti lagúnák, a belső self és a sekély platók belső szélének gyakori üledéke. Fossilisan mégis viszonylag ritka, mert a bioturbáció megsemmisíti, ill. homogén mikritté vagy



24.13 ábra. Pelágikus márga. — Magyarpolány-38. sz. fúrás: 417,1 m. — Polányi Márga Formáció. — Felső-kréta. — Fúrómag felülete. — Foto: KLINDA L.

foltos diszmikritté alakítja. A mikritcsomós–peloidos szövet a nyílt self viszonylag sekély, hemipelágikus fáciesében gyakori.

*Favrenia* típusú fekális pelleték (24.6. tábla: 1; I. kötet, 16.13. tábla: 1) kőzetalkotó mennyiségben található mind a Dachsteini Mésző árapály alatti (szubtidális) fáciesében, mind a Kösseni Formáció mészőpadjaiban. Peloidok sokasága építi fel a szenon korú Polányi Formáció aljának agyagos mészkövet.

**24.8132 A mikrokristályos mészkő (kalcilit)** „mudstone” típusú alapanyagába 10%-nál kevesebb karbonátos szemcse ágyazódik. Csöndes vizű lagúnákban és mélyebb medencékben keletkezett válfajai többnyire vékony rétegűek vagy lemezeselek; a



24.14 ábra. Krétamésző, a kép előterében a hullámverés által belőle kiszabadított tüzkő törmelékével. — Rügen szigete (Németország) — Foto: MOLNÁR B., 1969

réteglapok sík vagy hullámos felületűek. Azonban vastagpados kifejlődése is ismeretes. Ritka dombszerű (mud mound) felhalmozódásaiban gyakoriak a *sztro-mataktiszok* (16.312. fejezet rész).

A finom szemcséket tartalmazó kalkarenites változatokat a mikrites (mikropátitos) „mudstone” változatoktól makroszkóposan a törésük alapján lehet hozzávetőlegesen elkülöníteni. A kézi nagyítóval teljesen homogénnek tűnő, mikroszkóp alatt átlátszatlan (afanitós) valódi *kalcilit*ok ui. sima és kagylós törésűek. A mikropátitos *kalkaleurit*ok egyenetlen törési felületei viszont gyakran igen finoman szemcsések. Elektronmikroszkópos vizsgálat sok esetben a mátrix és a kőzetliszt méretű klasztok biogén (pl. nannoplankton-) eredetét mutatja ki. Kavics méretű ősmaradványhéjak, peloidok és intraklasztkok csak szórványosan fordulnak elő. A mélyebb lagúnák és medencék *kalcilit*tjai többnyire szerves anyagban gazdagok, és ütésre bitumenszagot árasztanak. Mind a neritikus, mind a batiális *kalcilit*okban az agyagásványok mennyisége is jelentős lehet (*pelágikus agyagos mészkő, mészmárga*): ezek mindig kagylósan törnek (24.13 ábra). A zárt lagúnák és medencék mikrokristályos mészkövei barnás- és sötétszürkék vagy feketék. A vörös szín és a világos színárnyalatok az ősmaradványokban szegény pelágikus, ill. a jól szellőzött sekélytengeri változatokat jellemzik.

*Kalcilit* hullámveréstől védett, nyugodt környezetben, a klasztkok és bioklasztkok lerakódásának erős korlátozottsága esetén keletkezik. E feltételek részint a lagúnákban, a zátonyok mögött, a karbonátos plató belső szélén és a belső selfeken, valamint a hullámbázis alatti mélyebb tengerrészekben, tavakban teljesülnek, ahol a mélyvízi szervezetek mennyisége csekély, s ahol a vázak a redukáló kémhatású vízfénéken szétesnek, vagy feloldódnak. Előmozdítja a *kalcilit* keletkezését, ha a vízféneket nem-fossilizálódó növények vagy olyan algák népesítik be, amelyek vázai néhány  $\mu\text{m}$ -os aragonittükké esnek szét. Ezek ui. nagyobb szemcsék képződése nélkül tartják vissza a mésziszapot, s alkotnak abból iszapdombokokat (mud mounds). — Pelágikus vagy hemipelágikus medencék kevésbé konszolidált kokkolit-iszapja az elsőül a boreális felső-krétából megismert, de más időszakokban (pl. a szarmata korú Tinnyei Formációban) is megjelenő *kréta-kőzet* (24.14 ábra; 25.6. tábla: 4).

A *krétamésző* (ang. chalk) igen nagy tömegei HANCOCK (1978) szerint ÉNy-Európa, a Baltikum, a Szovjetunió, továbbá Ausztrália Ny-i és Észak-Amerika középső része felső-krétájának jellemző képződményei. A név az olyan vastagpados, de olykor víz alatti, foszfátos, eróziós kemény felszínekkel tagolt, szétmorzsolható, porózus és finomszemű mészkőre vonatkozik, amely 70–98%-ban *kalcit*ből áll. A kőzet 60%-nyi kokkolit vázelem és 5–10%-nyi, 100  $\mu\text{m}$ -os

planktonikus foraminiferaváz mellett főként *Inoceramus*ok és más kagylók, valamint osztrakoda és tengerisün vázak töredékeit tartalmazza. A nem-karbonátos részleg kb. 8%-a agyagásvány, és agyagmértű kvarc; a homok mennyisége <0,05%. Az autigén ásványok közt szerepel a tridimit, krisztobalit, ortoklász, albit, limonit, pirit, markazit, glaukonit, kollofán, apatit, sziderit, barit és Mn-oxid. A SiO<sub>2</sub>-tartalom helyenként többgenerációs flintkiválásokban összpontosul. A kőzet cementhiányát a kagylóvázakban levő aragonit korai kioldódásával, a nyomási oldódással szembeni ellenállását pedig azzal magyarázzák, hogy pórusvizének Mg/Ca aránya az ülepítő tengervizével egyezik. A krétakőzetet korábban a jelenkori mélytengeri globigerinás iszappal azonosították. Ez a föltevés megdőlt. Az aktuogeológiai — sajnos, nem egészen pontos — analógiák alapján a krétakőzet keletkezési helyét ma az egykori medencék parttávolsági, de 300 m-nél nem mélyebb részeiben jelölik ki.

*Calpionellák*at és elmeszesedett *radioláriák*at tartalmazó, igen finomszemű pelágikus kalcilutit a dél-alpi alsó-krétában a *biancone*.

Lagúnás fáciesű kalcilutit a középhegységi anisizszi korú Iszkahegyi Mészke jelentős része (24.8 ábra). Pelágikus eredetű az alsó-kréta Mogyorósdombi Formációjából ismert kalcilutit (24.5. tábla: 3).

**24.814 A különleges édesvizi mészkőfajták** közé azokat a — többnyire kis elterjedésű és tömegű — kontinentális tartománybeli mészköveket soroljuk, amelyek szerkezete, szövete és képződésmódja elüt az eddig tárgyalt típusokétól.

**24.8141 A forrásmészke** olyan likacsos-szivacsos szerkezetű, nagy porozitású mészkő, amely források, forrástavak, zuhatagos patakok vizéből — annak CO<sub>2</sub>-vesztése miatt — igen változatos formájú bekérgezéseket alkotva csapódik ki. A CO<sub>2</sub>-vesztés bekövetkezhetik: a felszínre kerülő víz nyomásának csökkenése, hőmérsékletének emelkedése, a víz heves mozgása és porlódása, valamint a vízi növények CO<sub>2</sub>-asszimilációja következtében. A gömbös-veses kalcitkiválások egymásra rakódásából származó, üregekkel elválasztott, függő cseppkövekre emlékeztető, kalcitanyagú alakzatok gyakran a vízben élt, vagy oda besodródott állatok és növények maradványait, ill. az azok kioldódása után visszamaradt lenyomatokat is őrzik. A forrásmészke elsősorban a könnyen karsztosodó mészkő- és dolomit-hegységek jellemző, azok törmelékét gyakran karsztbreccsává cementező képződménye. A vértesszőlősi köfejű pleisztocén forrásmészke (ős)emberi lábnyomairól nevezetes. A lillafüredi Anna-barlang pedig a Szinva-patak zuhatágjában kicsapódó, 40 m vastagságú forrásmészkeben kezdődik.

**24.8142 A mészkéreg és -konkréciók** a talajok, a regolitok és a felszínközeli laza üledékek kalcitdúsulásai.

a) *A mészkéreg* (caliche, calcrete, Kalkkruste) a kontinentális keménykéreg (duricrust) azon fajtája, amelynek a CaCO<sub>3</sub> a fő cementanyaga. A föld színén vagy annak közelében képződő, uralkodóan — bár nem kizárólag — CaCO<sub>3</sub>-ból álló, morzsalékos vagy kemény, fehér, világosvöröses vagy barnás színű, pizoidos, hengeres, gumós vagy konkréciós szerkezetű anyagoknak a gyűjtőneve. A fekélykőzet elsődleges mállási termékeinek és/vagy az azokon kialakult (ős)talajoknak a vadózus vizek hatására történt, másodlagos átalakulásával képződik. A CaCO<sub>3</sub> mellett többnyire Mg-karbonátot és kolloidális vagy törmelékes kvarcot is tartalmaz.

A humid éghajlatú területek mészkéregi (Kanada, Csatorna-szigetek) igen vékonyak; vastag és több 10 000 km<sup>2</sup>-t kitevő előfordulásai a Föld nagy sivatagjainak szélirányba eső, meleg-száraz klímájú oldalain terülnek el. Ezek vastagsága Dél-Afrikában — a karbonát származási helyétől szélirányban távolodva — >50-től néhány cm-ig csökken (GOUDIE 1971). Rétegeességük a vastagpados és a vékonylemezes között változik; rétegeik gyakran álboltozatokat (pszeudoantiklinálisokat), a tavi agyagból keletkezettek pedig hegyes sátorra emlékeztető szerkezeteket formálnak, ami valószínűleg bentonittartalmuk duzzadásának a következménye. A rétegek száma egy vagy több; például Tadzsisztán 170—200 m vastagságú őstalajaiban 40—45 egymás fölötti mészkérget figyeltek meg.

GOUDIE (1983a, b) a mészkéreg következő típusait különbözteti meg:

- a) Igen laza, CaCO<sub>3</sub>-mal csak gyengén cementált, meszes talaj.
- β) Felszíni morzsalékos mészbevonat.
- γ) Laza, meszes talajon belül képződött mészkonkréciókból álló, gumós mészkéreg.
- δ) A talajrögök közötti üregek mészkitöltéséből álló, sejt szerkezetű mészkéreg.
- ε) Laza üledék felszínén kialakult, tömör mészbevonat.
- ζ) Laza üledék feletti, kemény, lemezes bevonat.
- η) Többnyire vörös színű, homokos-meszes alapanyagba zárt, >20 cm-es kavicsokból álló, konglomerátumos mészkéreg.

A vastagabb mészkéregben ezek a típusok felülről lefelé övszerűen követik egymást:

Talaj → Lemezes öv → Kemény kéreg → Gumós öv → Fekélykőzet.

A mészkéreg szöveti jellegzetességei: a) lemezeség, b) koncentrikusság, c) szemcsebreccsásodás, d) meszes anyagban „lebegő” üledékszemcsék, e) szemcsekorrozó, f) gyökércsövek, g) agglomerátumos szövet (GOUDIE 1983a, b).

A mészkéreg 300 elemzés alapján számított *átlagos* kémiai összetétele:

CaCO <sub>3</sub>	79,28%	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,03%
SiO <sub>2</sub>	12,30%	MgO	3,05%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,12%	CaO	42,62%
	MnO	0,2%	

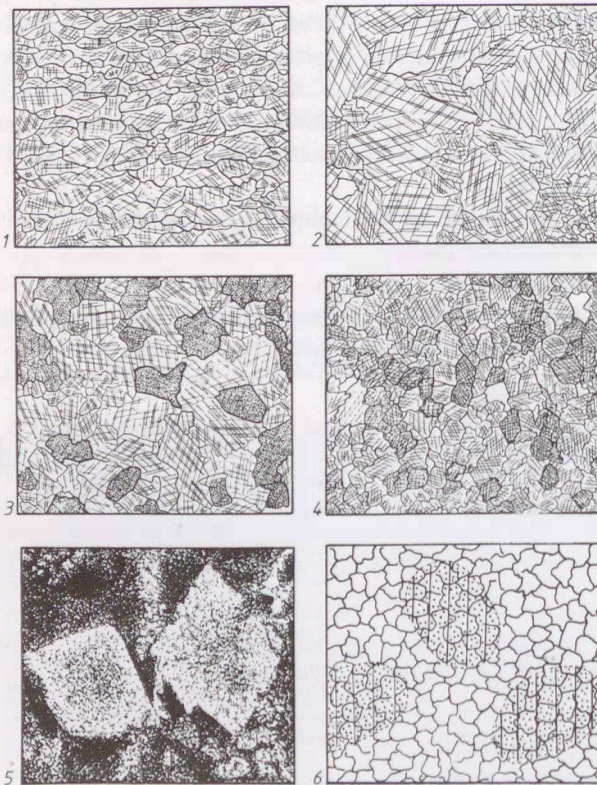
A CaCO<sub>3</sub> mennyisége 61,02 és 97,00% között ingadozik. Az oldható sók mennyisége elenyésző. A SiO<sub>2</sub> autigén kalcidon alakjában van jelen. Autigén dolomitot a Kalaháriból mutattak ki. A mésztartalom tiszta és kis Mg-tartalmú kalcitból áll; Mg-dús kalcit és aragonit csak a mészkéreg kialakulásának kezdő szakaszában jelenik meg, az alacsony Mg/Ca arányú vadózus pórúsvíz gyors evaporációja következtében. Nyugat-Texas mészkéregi 2–30%-nyi gipszet is tartalmaznak. REEVES (1983) szerint a kémiai összetétel a kor függvénye, mivel a SiO<sub>2</sub> fokozatosan kiszorítja a CaCO<sub>3</sub>-ot. A fiatal mészkéreg kovartartalma a homokszemcsékhez, az idősebbeké viszont amorf opálhoz kötődik. Nyugat-Ausztrália és Namíbia völgyi mészkéregi *uránt* is tartalmaznak: a szomszédos gránitok mállásakor kioldódó uranil-karbonát ui. a mész-

kéreg alatt, az oxidációs és redukciós övek határán *carnotit*ként válik ki. Az agyagásvány-tartalom 80%-a paligorszkit, 20%-a attapulgit és szepiolit. Ezek — különösen a kemény bevonatokban — a fekükközet montmorillonitjából keletkeztek. A <sup>13</sup>C érték –9 és –1 között mozog.

Az első fosszilis mészkéregket a prekambriumból és a kambriumból ismerjük, de azok csak a devonban és a perm-től kezdve váltak gyakoribbakká. A felszín alatti mészkéregnek két fő típusuk van:

(1) *A nem-pedogén mészkéreg* CaHCO<sub>3</sub>-ban gazdag talajvíz kapilláris fölemelkedése nyomán, a fekükközet és a talajtakaró határán alkotnak kemény bevonatot.

(2) *A pedogén mészkéreg* anyaga viszont a csapadékvíz beszivárgása folytán koncentrállódik a talajvíz szintje fölött. A mészkéregben megfigyelhető peloidok, pszeudonkoidok és pizoidok a talajjódási folyamat során (korai diagenézissel), több fázisban keletkeznek. A mészkéreg kicsapódásában jelentékeny szerepet játszik a talaj CO<sub>2</sub>-t elvonó, kékeszöld talajalgákból és *Microdium*-szemcsékből álló mikroflórája. Mészkéregnek hideg vidékeken való képződését a sók kifagyása teszi lehetővé: ennek következtében ui. a talajvíz megfagyásakor még meg nem fagyott részének bikarbonát-koncentrációja hirtelen megnő, s belőle rostos kalcitkristályok válnak ki. Ilyen eredetűek az észak-magyarországi kvarter közettörmelék CaCO<sub>3</sub>-bevonatai is.



24.15 ábra. Példák a karbonát-közetek kristályméret és -alak szerinti jellemzésére:

1. Aprószemcsés. — 2. Durvaszemcsés. — 3. Ekvigranuláris anhedronos (xenotópos). — 4. Ekvigranuláris szubhedronos (hipidiotópos). — 5. Inekvigranuláris porlítottópos (euhedronos vagy idiotópos). — 6. Az eredeti szemcse átkristályosodás utáni „szellemkép” (ghost).

Hazai mészkéregnek tekinthető a Duna–Tisza köze homokbuckáit elválasztó mélyedések, tavak „réti mészkő”-ve. Ennek 0,3–1,0 m közötti vastagságú, >50–80%-ban karbonátból álló rétege a vékony talajtakaró alatt *vagy* löszre, *vagy* futóhomokra települ. Anyaga a mélyedéseket kitöltő szikes tavak kiszáradásakor kapillárisan fölemelkedő talajvízből csapódik ki, majd az esőzéskor beszivárgó (vadózus) talajoldatok hatására részlegesen dolomitósodik és keménykéreggé tömörödik (I. kötet, 8.523. fejezetrészt; 8.45–8.46 ábra).

b) *A mészkonkréciók* olyan kerekded vagy a rétegés síkjával párhuzamosan megnyúlt gumók, amelyek CaCO<sub>3</sub>-ban gazdag törmelékes üledékekben, a diagenetikus ionmigrációt követő mészkicsapódással keletkeznek. Olykor szintekben koncentrállódva, rétegszerű testet alkotnak. Márgában, löszben (21.2 és 17.84 ábra) s Ca-dús talajokban a leggyakoribbak (17.321. fejezetrészt). Az anyagvándorlás megfordulása vagy kiszáradás esetén a konkréció magja elveszíti alátámasztását, szabadon mozog a külső burokból, és azzal együtt „zörgőkő”-vet alkot.

**24.8143 A cseppkövek** a karsztos üregekbe, barlangokba leszivárgó vízből CO<sub>2</sub>-vesztéssel kivált, réteges és rostos szerkezetű, különleges alakú kalcitkiválások (I. kötet, 2.23 ábra). Alak szerinti fajtáik: a csőszzerű belső üreget (a felülről érkező vízesepp útját) körül-növő függő cseppkő (*sztalaktit*); a lehullott vízeseppből kivált, tömör, álló cseppkő (*sztalagmit*); az előző

24.16 ábra. A kalcitcement néhány jellemző típusának vázlata CHILINGAR *et al.* (1967) nyomán

Elsődleges cement esetén a típus neve az *orto-*, másodlagos cement esetén a *pseudo-* előtaggal látható el.

A cement típusa	Üreg- és póruskitöltő	Ortomikrit		
		Szemcsés		
		Drúzás		
		Rostos		
		Szintaxiális		
	Átkristályosodási	Kristályméret-növelő (aggradációs)	Szemcsés	
			Szintaxiális helyettesítő	
		Kristályméret-csökkentő (degradációs)	Rostos - tús helyettesítő	
			Szemcsés	
			Pseudomikrit	

kettő összenövéséből képződő oszlop (*sztalagnát*); a cseppkőkéreg, a zászlócseppkő, a görbe cseppkő (*heliolit*). A cseppkővel egyidejűleg, de nem a lecspegő vízből csapódnak ki a karéjos „mész-tufa”-gátak (*tearáták*).

A cseppkővek megjelenésének, színének, alakjának, genetikájának részletes feltárása a barlangkutatók feladata. A mészkő- és dolomitterületen telepített fúrásokban azonban a geológus is gyakran találkozik a kőzet üregeit részben vagy egészen kitöltő, kristályos kalcitkérgelkkel és -kitöltésekkel. Ezek felismerése és korának megállapítása fejlődéstörténeti szempontból érdekes adatokat nyújthat.

#### 24.815 Az átkristályosodott mészkövek ere-

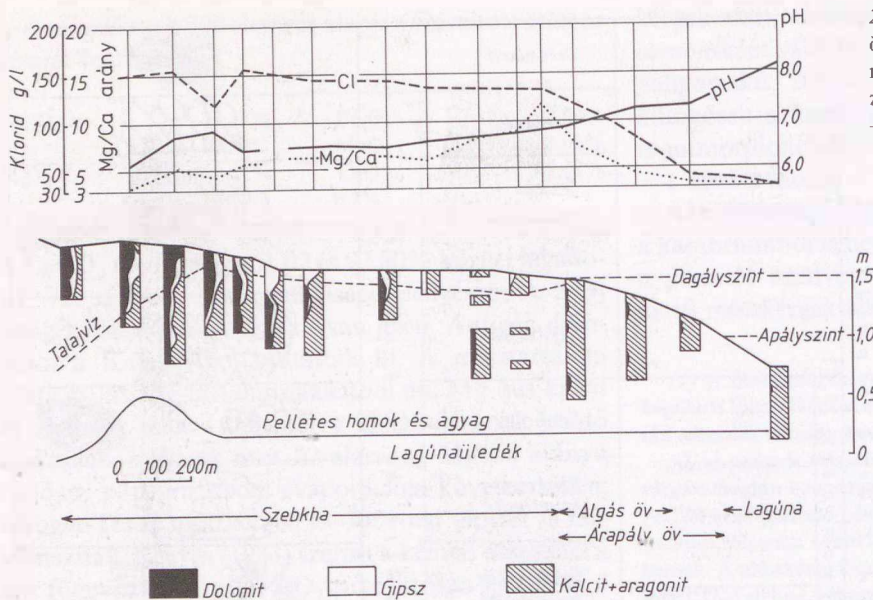
### 24.82 A DOLOMITOK

Dolomitnak (dolostone) az uralkodóan dolomitás-ványból álló kőzetet nevezzük. Még a tiszta dolomit-kőzet összetétele is csak megközelíti az ideális dolomitás-ványnak 45,7 súly%-nyi  $MgCO_3$ -ból és 54,3 súly%-nyi  $CaCO_3$ -ból álló összetételét (ami 47,8%-nyi  $CO_2$ -nek, 21,8%-nyi  $MgO$ -nak és 30,4%-nyi  $CaO$ -nak felel meg). A dolomitkőzet leggyakoribb „tisztátalanságai”: gipsz, anhidrit, vasszulfidok, cölesztin ( $SrSO_4$ ), opál, kalcedon, vasoxidok, magnezit, fluorit, szerves

deti szöveti bélyegei már nem láthatók; többnyire csak eredeti rétegességük marad fenn. Szövetük a kristályok méretével és alakjával (24.15, 24.16 ábra, 24.3 táblázat; I. kötet, 16.4. tábla: 4–5; 16.16. tábla: 1–3) jellemezhető. Megfelelő p/t viszonyok között minden mészkőfajta átkristályosodhat, az eredetileg porózusabb fajták átkristályosodása mégis szembeötlőbb. Az átkristályosodás a kémiai és az ásványos összetétel megváltozása nélkül is végbemehet, ám gyakran a kőzetösszetétel megváltozása kíséri (I. kötet, 14.23. fejezet). A diagenetikus és anchimetamorf átalakulás közötti határ számszerű jellemzése a vitrint-reflexió (III. kötet, 31.1143. fejezet) és az illit-kristályosodási fok (22.4. fejezet; I. kötet, 12.2. fejezet) segítségével történik.

anyag. A dolomitkőzet színe és színező anyagai a mészkőéhez hasonlóak. A kőzetet szabad szemmel szögletes mállási formái (24.6. tábla: 2; 25.4. tábla: 2), szögletes törése, gyakori cukorszövege és nagyobb térfogsúlya különbözteti meg a mészkőtől. Mind a törmelékes, mind más karbonátos kőzetekkel az átmenetek sora köti össze (24.2, 24.4 és 24.5 táblázat).

A felszínre került dolomit igen gyakori epigenetikus elváltozása a *murvásodás*, vagyis a már eleve összetört



24.17 ábra. A Faishakh-szebkha (Perzsából: Qatar) jelenkori ásványkiválásainak megoszlását és pórúsvízének kémiai változását feltűntető szelvény, ILLING—WELLS —TAYLOR (1965) nyomán

közvetest felszíni és felszín közeli részének az inszoláció és a fagyhatás, valamint a kisebb szemcséket eltávolító, szelektív oldódás következtében történt —  $\leq 0,5$  cm élhosszúságú, szögletes darabokra való — szétesése. Nagyobb mélységig követhető jelenség a dolomit porlódása. A kőzetnek ezt a század-, sőt ezred-mm finomságú szemcsékké való széthullását a törési övekben felszálló hidrotermák idézik elő. A forró és langyos oldatokból a kőzet pórusaiban magasabb hőfokon kiváló vaterit, ill. az alacsonyabb hőmérsékleten kicsapódó aragonit ui. fokozatosan kalcitá alakul át. Mivel ez az inverzió térfogatnövekedéssel jár, a dolomitnak a hidrotermáktól áthatott része egy idő múlva porrá hull szét. Porlódását a hidrotermák szállította kénsav oldó hatása s a képződő anhidrit gipszszé alakulásával járó térfogatnövekedés is siettetheti (JAKUCS 1950, 1971).

Mivel a Ca- és Mg-ionoknak a dolomit rácsában való rétegszerű elhelyezkedése nagy termodinamikai energiát igényel, a természetes dolomitok túlnyomó része a korai vagy a késői diagenézis során, Mg-kalcitból, aragonitból vagy Mg-szegény kalcitból keletkezik. A korai diagenetikus dolomitok többsége tavi, kevertvízi vagy peritidális, kisebb része pedig tenger alatti eredetű. Az előbbiekképződése — mint azt az ionkoncentrációknak és a Mg/Ca aránynak a parti szebkhák disztális része felé tapasztalt növekedése (24.17 ábra) tanúsítja — a be- vagy átszivárgó pórúsvíznek a forró klíma és a fokozott párolgás okozta, sekélyvízi körülmények vagy időszakos elárasztás esetén végbemenő besűrűsödéséhez kapcsolódik. A tenger alatti dolomit képződését bakteriális szulfátbontással és a szerves anyag gyengén alkálikus környezetben  $\text{CO}_3^{2-}$ -tá való oxidációjával hozzák kapcsolatba.

A mélytengeri dolomitok az óceánfenék bazaltos-serpentinites közeit, vagy evaporittelep fedőjében, vagy a kontinentális lejtő klatrátelepeinek (III. kötet, 31.22241 fejezet rész) közelében helyezkednek el. A szulfát-lebontáshoz fűződő dolomitokat negatív, a metán lebontásával kapcsolatosakat pozitív  $\delta^{13}\text{C}$  értékek jellemzik. (Bővebben in FÜCHTBAUER 1988.)

LUMSDEN (1988) szerint a mai óceánok júra utáni üledékei az üledék/víz határ alatti mélységtől függetlenül átlag 1%-nyi dolomitot tartalmaznak. Ennek túlnyomó része a pórúsvíz koradiagenetikus csapadéka. Kristályainak mérete és felépítése a jelenkori szupratidális és tavi dolomitokéhoz hasonló:  $\text{CaCO}_3$ -tartalmuk átlagosan 56%, szerkezetük rosszul rendezett.

A mészkövek rendszerének a dolomit-családra való kiterjesztése azért lehetséges, mert a dolomitok jelentős része — dia- vagy epigenetikusan, esetleg metasomatikus — eredetileg mészanyagú üledékből keletkezett. Az elsődleges dolomitok mikrites-mikropátitos alapanyagúak, többnyire mudstone, esetleg wackestone szövetűek. A másodlagos dolomitok — amennyiben megőrizték elsődleges szöveti elemeiket — a dol- vagy dolo- előtag alkalmazásával a mészkövek szöveti rendszere szerint osztályozhatók. A teljesen átkristályosodott dolomitok a kristályok mérete és alakja szerint tagolhatók tovább. A csak részben dolomitósodott, valamint a visszakalcitosodott „dedolomitok” természetesen külön tárgyalást igényelnek.

**24.821 A helyhez kötött biogén mészkőfajták utáni dolomitok kétfélék:**

**24.8211 Dolomitósodott zátonymészkövek.**  
A nagy elsődleges porozitású mészkőzátonyok teljes

vagy részleges dolomitosodásakor az eredeti szöveti bélyegek egy része eltűnik, és olykor a zátonyalkotó és zátonylakó szervezetek vázai is felismerhetetlenné válnak. A dolomit zátonyeredete a szerkezeti jellegek (I. kötet, 10.6263. fejezetrészt) és egyes szöveti elemek maradványai alapján mégis felismerhető. A dolomitosodás vagy a zátonyképződést követő, esetleg az azt megelőző kiemelkedés fázisában, többnyire a csapadékvíz és a tengervíz keveredési övében, vagy a mély betemetődés során (gyakran metasomatikus) megvége (I. kötet, 14.291. fejezetrészt). A létrejött dolomit általában cukorszövetű, színe a kiinduló kőzet színéhez hasonló.

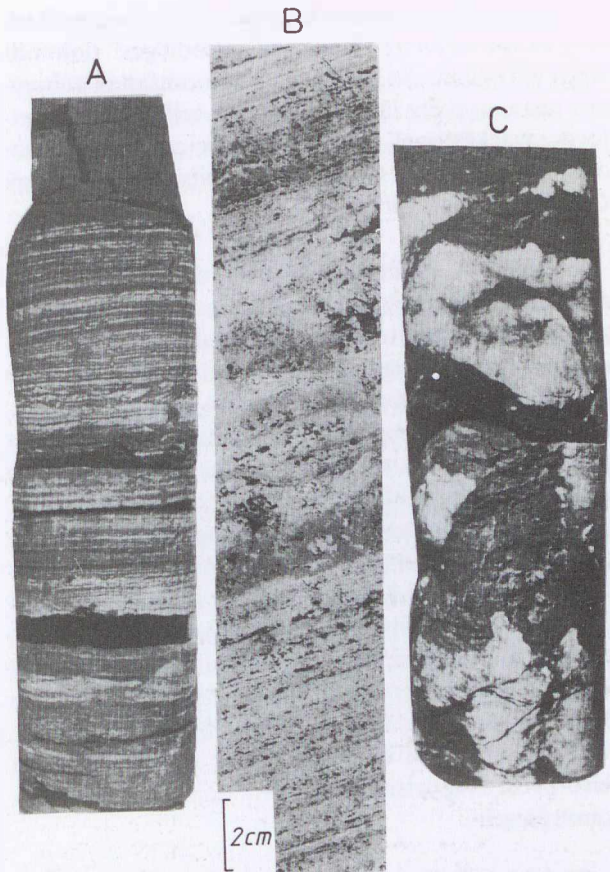
A Wettersteini Mészkö zátonyfáciesének dolomitosodása figyelhető meg pl. a Karavankákban és az Aggteleki-hegység különböző részein (legnagyobb tömegben az Alsó-hegyen). Dolomitosodott rudistás zátonyokat írtak le a dalmát tengerpartról, Isztriából és az Ibériai-félszigetről.

**24.8212 A sztromatolitos dolomit** gyakoriságát az apály idején kiemelkedő parti síkság pórúsvízében a szárazság miatt beálló gipsz- és anhidritkiválás idézi elő. Ez ui. a pórúsvíz Ca-tartalmának csökkentése, ill. a Mg/Ca arány növelése révén serkenti a Mg-nak a sztromatolitok mészsanyagába való beépülését. Ennek során a sztromatolitok sávos-lemezes szerkezete és legfontosabb alakú bélyegei is fennmaradnak (25.7. tábla: 3–4). Szép példáit mutatják ennek a Dunántúli-középhegység Földolomit Formációjának, az Aggteleki-, Rudabányai- és Bükk hegység anisusi összleteinek algaszönyeges dolomitjai (24.6. tábla: 3–4, 24.18 ábra: B; I. kötet, 16.7. tábla: 1).

**24.822 A szemcsés mészkövek utáni dolomitok** abban is különböznek a többi dolomittól, hogy dolomitosodásuk szín-, ana- és epidiagenetikus, ill. metasomatikus jellege és viszonylagos kora elég egyértelműen megállapítható. Egyes válfajaik szemcséik minősége alapján osztályozhatók: *bioklasztos dolomit* (24.7. tábla: 1; *dolorudit*, *dolarenit*); *intra-klasztos*, *extraklasztos*, *oidos*, *pizoidos*, *onkoidos dolomit*.

Ezek szerkezete a megfelelő mészkőcsoport szerkezetével azonos. A dolomitosodással járó átkristályosodás miatt az alapanyag eredeti jellege azonban ritkán állapítható meg kétségtelenül, s a szemcséjüket egy része is felismerhetetlenné válik. Ennek ellenére a szövetet a FOLK-féle nevezéktan szerint nevezhető meg (pl. *dolobiotit*, *dolointramikropatit*).

Bioklasztos (foraminiferás, zöldalgás, megalodon-tás), ooidos, ill. onkoidos dolomit a Földolomit Formáció árapály öv alatti rétegeiben, ooidos dolomit a Balaton-felvidéki alsó-triász Köveskáli Dolomitjában tanulmányozható.



24.18 ábra. A: Vékony dolomit- (sötét) és anhidrit-lemezek (világos) sűrű váltakozása a Tabajdi Formáció lagúna-fáciesű vörös aleurolit összletében. — Dinnyés-3. sz. fúrás. — Felső-perm. — Foto: MAJOROS GY.

B: Algaszönyeg eredetű sztromatolitos dolomit. — Szár-1. sz. fúrás: 29,8–31,1 m. — Földolomit Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Gy.: HAAS JÁNOS. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

C: Dolomit-konkréciók (világos) vörös aleurolitban (sötét). — Aszófő-1. sz. fúrás. — Balatoni Homokkő Formáció. — Felső-perm. — Foto: MAJOROS GY.

**24.823 A mikrokristályos alapanyagú dolomitok** általában elsődleges vagy szindiagenetikus képződmények. Az elsődlegesség biztos megállapítása azonban még szubrecens üledékeknél is ritkán sikerült (I. kötet, 10.45., 10.6133. és 14.29112. fejezetrészek). A közvetlen kicsapódásának látszó dolomitok esetében többnyire kiderült, hogy először mészszip vált ki, és az alakult át rövid idő alatt „protodolomit”-tá, majd dolomittá.

**24.8231 Mikrokristályos-szemcsés dolomit** a neve annak a kőzetnek, amelynek dolomikrit alapanyagában 10–50%-nyi dolomit anyagú szemcsé „úszik”. A szemcsék többsége dolomitosodott váz és váztöredék, de peloidok, intraklasztok, ooidok is jelen lehetnek. Ezen eredetileg CaCO<sub>3</sub>-anyagú szemcsék

dolomitosodása mindenképpen késő-diagenetikus, még akkor is, ha az alapanyag „elsődleges” dolomit-iszap lett volna. Az ide tartozó dolomitfajták túlnyomó része a sekély lagúnák, a belső self, a hátsó platform „wackestone” típusú mészköveinek dolomitosodásából származik. Ilyen pl. a Földolomit ritmusainak C-tagja is (25.4. tábla: 4—5).

**24.8232 A mikrokristályos dolomit** uralkodóan dolomikritből álló, csak alárendelt mennyiségű karbonátszemcsét tartalmazó „mudstone”. A dolomikrit vagy elsődleges, vagy kora-diagenetikus kiválású. Keletkezésére a többé-kevésbé elzárt, meleg égővi lagúnákban, tavakban kerülhet sor a Mg/Ca arányának a gipszkiválás okozta megnövekedése következtében. Ez a kőzettípus általában vékonyrétegű, sőt lemezes szerkezetű. Sokszor tartalmaz gipsz és anhidrit kristályhalmazokat és gumókat, ill. ezek kioldódásával létrejött és később esetleg más ásványokkal (pl. kalcittal) kitöltött üregeket. Ilyen pl. a Középhegység alsó-anisusi Aszófői Dolomitja (24.7. tábla: 2; I. kötet, 14.40 ábra). — A mélyebb zárt lagúnákhoz és belső medencékhez kötött előfordulások gyakran bitumenesek és sötét színűek. Ilyenek a Bükk hegységi felső-perm Nagyvisnyói Mészkő Formációjának dolomitrétegei.

**24.824 Átkristályosodott dolomitok.** A dolomitképződést kísérő s az eredeti szöveti jellegeket elütető átkristályosodás miatt igen gyakori, cukorszövetű kőzetfajta. Apró- vagy durvakristályos, dolopátitos jellege már makroszkóposan is megállapítható. A kristályok mikroszkóp alatt látható alak (idiomorf, hipidiomorf, xenomorf) jellegei, a kristályméret szöveten belüli (ekvigranuláris, inekvigranuláris, mozaikos, drúzás) megoszlása a kristálygenerációk elkülönítéséhez és a diagenezis folyamatának kiderítéséhez nyújthat támpontokat. Átkristályosodás nemcsak mészkövet, hanem korai diagenetikus dolomitot is érhet. Az eredeti kőzet megállapítása azonban nem könnyű feladat. Ehhez a kőzettest alakja, szerkezeti és geokémiai sajátosságai, s a szomszédos kőzettestek fáciesjellegei nyújthatnak segítséget.

Mészüledékekből keletkezett, aprószemcsés dolomit pl. a felső-perm korú Dinnyési Dolomit, amelyben az ősmaradványok töredékei az átkristályosodás ellenére fölismerhetők.

**24.825 Mészkő és dolomit közötti keverék-kőzetek** akkor keletkeznek, ha a dolomitosodási folyamat valamilyen szinten megszakad. A meszes dolomit BÁRDOSSY (1961) szerint 50—90%, a dolomitos mészkő 10—50%  $MgCO_3$ -ot tartalmaz. E típusban a dolomit-család valamennyi szövétváltozata előfordulhat. A dolomitosodási fázisok elkülönítése festési eljárásokat igényel. Szelektív a dolomitosodás, ha az az eredeti kőzetnek csak a porózusabb, a többinél durvább szemcsézetű részét, rétegét, lencséjét, életnyomainak, zsugorodási repedéseinek kitöltését éri. Ilyen pl. a Villányi-hegységi középső-triász Zuhányai s a bükki triász ladin korú Fehérkői Mészkővének szabálytalan foltokban jelentkező dolomitosodása (I. kötet, 16.24 ábra). Szelektív a dolomitosodás akkor is, ha az oldódásnak ellenálló szemcsék (pl. a krinoideavázemek) anyaga sértetlen marad. — Máskor a korai diagenetikus dolomitosodást szenvedett kőzet eredeti vagy később kioldott üregeinek utólagos kalcitkitöltése idéz elő keveredést (I. kötet, 14.20, 14.26 és 16.26 ábra; 16.4. tábla: 2, 4). — Epigenetikus és metasztatikus dolomitosodás esetén a helyettesítés a kőzetet hálózó repedések mentén lassan halad előre. A mészkő-dolomit közötti kapcsolat további példáit nyújtja a Földolomit és a Dachsteini Mészkő Formáció közötti, > 100 m vastagságú átmeneti szakasz.

Dolomit és törmelékes alkotók keveredését mutatja a 24.7. tábla 3—4 ábrája.

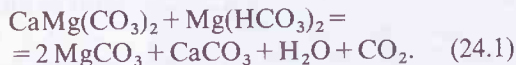
**24.826 A visszakalcitosodott dolomit („dedolomit”)** nem ritka jelenség ugyan, nagyobb tömegeket azonban sohasem alkot. Szövetileg az átkristályosodási pátit megjelenése jellemzi. Egy másik típusában pedig a dolomit-romboéderek helyét finomkristályos kalcit-pszeudomorfózák foglalják el. Ilyenkor előbb a dolomitkristályok belseje alakul át úgy, hogy azok peremét még keskeny dolomitszegély veszi körül. Durvakristályos „dedolomit” esetében sokszor cm-es kalcitkristályok fejlődnek ki, s a helyettesítés teljes.

A dolomit helyettesítése gyakran hidrotermális metasztatózis eredménye, de a beszivárgó csapadékvíz hatására, 50 °C hőmérséklet alatt is bekövetkezhet, ha a pórusvizek Ca/Mg hányadosa elég magas.

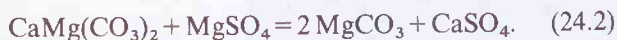
Kalcitosodott dolomit ismeretes a Nagygyeházi-medence aljzatából: az itteni földolomitban helyet foglaló telérszerű kőzettestek valószínűleg hidrotermális eredetűek (TÓTH Á.—T. GECSE É. 1981).

## 24.83 A MAGNEZIT

Többnyire világosszürke, néha vasvegyületektől sárgára festett, kristályos-szemcsés vagy teljesen tömör, nagy térfogatsúlyú kőzet. Szemcsés válfajának *veitschi típusát* dolomitnak Mg-hidrogénkarbonátos, szénsavas hidrotermák hatására történt metasztomatizációból származtatják (VENDL 1951):



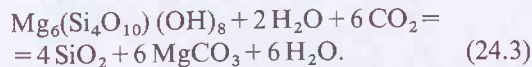
Az ugyancsak kristályos, *halli típusú* magnezitnek a Hallstatt környéki kőszótelepeken való fellépését dolomitnak és a besűrűsödő „anyalug” Mg-szulfátjának a kölcsönhatásával magyarázzák:



A *veitschi* típusú magnezit Tiroltól Karintán és Stájerországon át Wienerneustadtig húzódó vonulatban kíséri a karbon mészkő- és dolomit-előfordulásokat. Hasonló korú és típusú a Szepes-Gömöri Érc-hegység Szirkától Kassáig húzódó magnezitvonulata is.

A *tömör magnezit* olyan tavakban keletkezik, ame-

lyek lehordási területén sok a szerpentinit. Az ilyen területek rendkívül finomszemű Mg-kérgeinek CT-opáltól kísért előfordulása a következő reakcióegyenlettel magyarázható:



A tömör magnezit nagyobb előfordulásai a görög szigeteken, Jugoszláviában, az Uralban, Indiában, Mandzsúriában és Kaliforniában találhatók.

Az Abu Dhabi szebkháján, a Perzsa-Arab-öböl D-i oldalán talált *magnezitlencsék* algák és kék baktériumok szövedéke fölött, a parttól 1–4 km távolságban, az apályszint fölött kb. 1 m magasságban, olyan tengervízből képződnek, amelynek Mg/Ca molaránya az argonit-, gipsz- és anhidritkiválás révén 25 fölé emelkedik. Ennek következtében ui. a szövedék fölött képződő  $\text{CaCO}_3$ -mennyiség nem elegendő a teljes Mg-tartalom dolomitként való lekötéséhez; ezért a már létrejött dolomit a (24.1) egyenlet mintájára magnezitté alakul át (BUSH 1987).

## 24.84 A SZIDERIT ÉS A RODOKROLIT

A *sziderit* képződési feltételeit a 24.1, valamint a III. kötet 27.623. fejezet része ismerteti. A *rodokrolit* édesvízi kifejlődésével a III. kötet 28.622., tengeri előfor-

dulásával pedig a 28.7222. és 28.7223. fejezet része foglalkozik.

## 24.9 JELENTŐSÉG ÉS HASZNOSÍTÁS

Elterjedése alapján a karbonátkőzetek közül a mészkőnek és a dolomitnak van a legnagyobb földtani jelentősége. Mindkét kőzet hatalmas hegyvonulatokat épít fel; repedezettségük és másodlagos porozitásuk, oldékonyságukból fakadó karsztosodásuk és permeabilitásuk révén pedig a földkéreg fluidum-háztartásában is igen fontos szerepet játszanak. A karsztvizeken kívül — megfelelő körülmények és kifejlődés esetén — folyékony és gáznemű szénhidrogéneket is képesek vezetni és tárolni. Becslések szerint a Föld szénhidrogénjeinek 50–70%-a mészkövek és dolomitok repe-

déseiben tárolódik (Nyugat-Kanada, Közép-Kelet; hazánkban Nagylengyel).

A karbonátkőzetek sok helyütt nehézfémeket kötnek meg. A Mississippi-völgy ópaleozoós és karbon korú, sekélytengeri karbonátjaiban szingenetikusan kötődtek meg a medence mélyének agyagjaiból az azok kompaksiós vizével együtt kiszorult fémionok, és ezek a szerves bomlásból származó  $\text{H}_2\text{S}$  hatására később szulfidokká és szulfátokká alakultak. Hasonló diagenetikus jellegű Zn–Pb dúsulások ismeretesek Felső-Sziléziából, Anglia, Jugoszlávia, Bulgária, Kö-

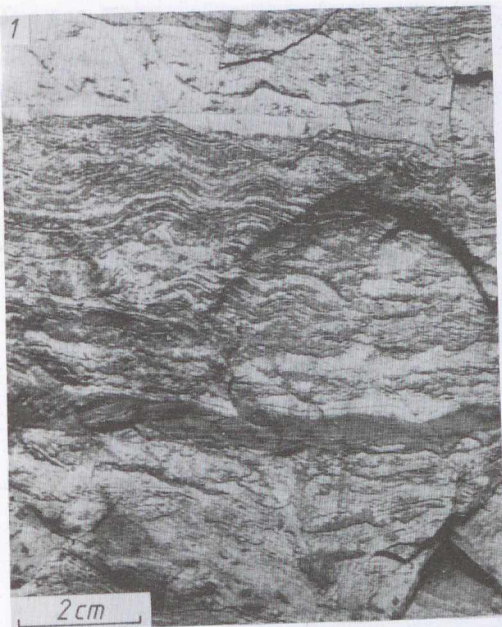
zépsó-Kazahsztán, a Bajkál-környék, Marokkó és Algéria különböző formációiból is (WOLF 1978; KISS 1980).

A viszonylag könnyen fűrészelhető és csiszolható *mésző* tömör és likacsos fajtái ősidők óta kedvelt szobrászati, díszítő, építő és burkoló anyagok. A nagyon tiszta mészköveket a cement- és mészipar értékelteti. A krétakőzetből csiszoló-, tisztító- és tömítőszereket és festék-alapanyagokat állítanak elő. Nélkülözhetetlen a mésző a bőr-, a vegyi- és az üvegiparban, a karbid-, a szóda- és a cukorgyártásban, a víztisztításban, a savanyú talajok javításában, salakképző adalékanyagként a kohászatban. Az igen tiszta és nagyon finomszemű, nagy nyomószilárdságú, jól hasítható litográf mészköveket a nyomdaipar még a 20. sz. első felében is alkalmazta.

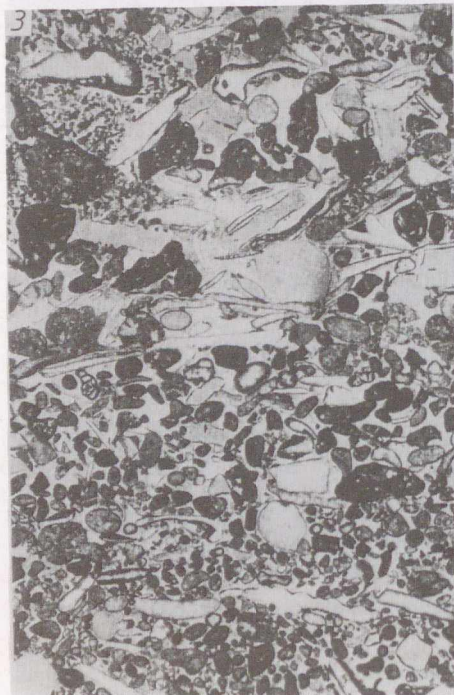
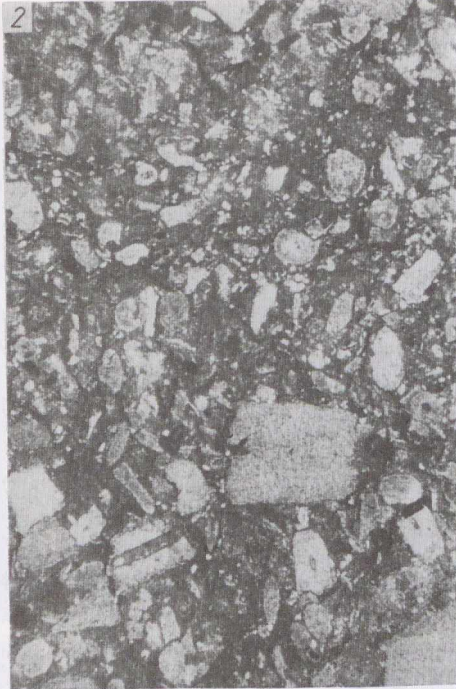
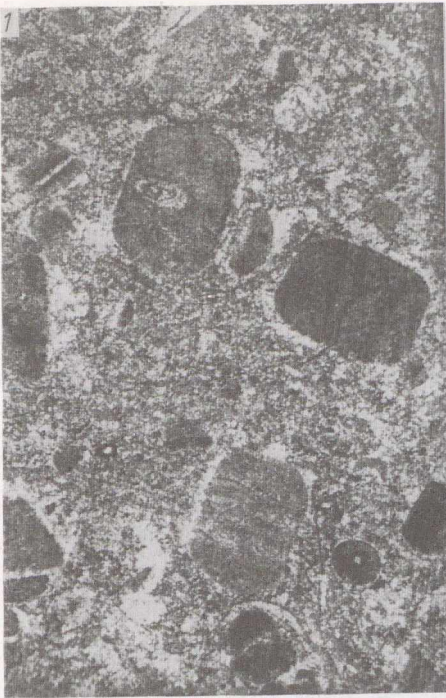
A *dolomit* és *dolomárga* nagy törőszilárdságú, tömör fajtáit építőkö gyanánt, törmelékét utak alapozására és felhítésére vagy betonkészítésre, a  $\text{SiO}_2$ -ben,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -ban és  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -ban szegény dolomitot tűzálló bélések készítésére, az üveggyártásban és a fémkohászatban pedig az olvadáspont csökkentésére szolgáló adalékanyagként használják. A kiizzításával nyert dolomitcement vízálló vakolatul szolgál. A dolomit finom porából súrolószereket, műtrágyát és különböző Mg-sókat állítanak elő.

A *magnezit* 1600 °C-on történt kiizzításával nyert periklász ( $\text{MgO}$ ) a fémkohók tűzálló tégláinak és bélésének, a 400—800 °C-on előállított „égetett magnézia” pedig a műköveknek és a magnéziacementnek a nyersanyaga. Ezenkívül különböző Mg-sókat és Mg-ot állítanak elő magnezitből.

24.1. tábla  
Mészkövek  
szöveti képe

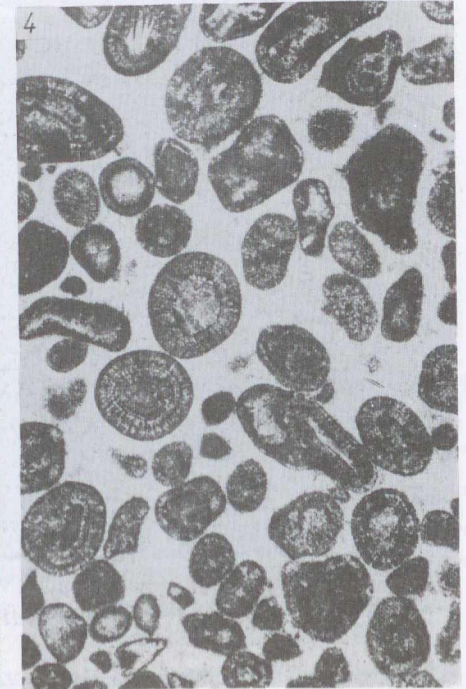
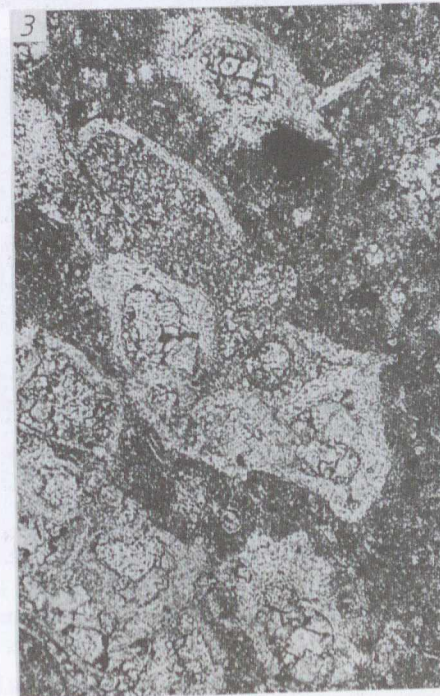
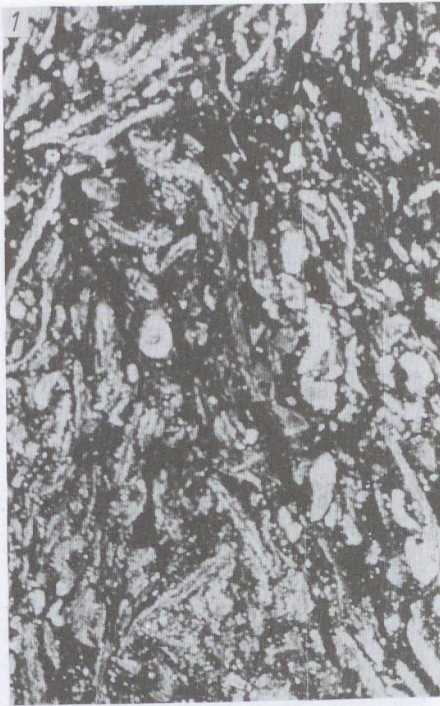


1. Sztromatolitos algaszőnyeg kőzetfelületen. — Dachsteini Mésző Formáció. — Tata, Kálvária-domb. — Foto: HAAS J.
2. Sztromatolitos algaszőnyeg mikroszkópi képe. — Dachsteini Mésző Formáció. — Tatabánya Tat-1. sz. fúrás: 34,2—35,2 m. — Foto: HAAS J. — 15,7 ×
3. Kalcirudit (krinoideás-foraminiferás) biopátitba ékelődő kagylóhéjas lumasella. — Bakonyszücs Bsz-3. sz. fúrás: 813,5 m. — A Csepaki Márga Formáció felső szakasza. — Alsó-triász: olenyoki emelet. — Foto: TÓTHNÉ MARK Á. — 6 ×
4. Kiscelli Agyag Formáció amphisteginás-bioklasztos alodapikus mészkőleneseje. — Rudabánya Rb-390. sz. fúrás: 178,65—180,2 m. — Oligocén. — Foto: SZENTPÉTERY ILDIKÓ. — 6,2 ×

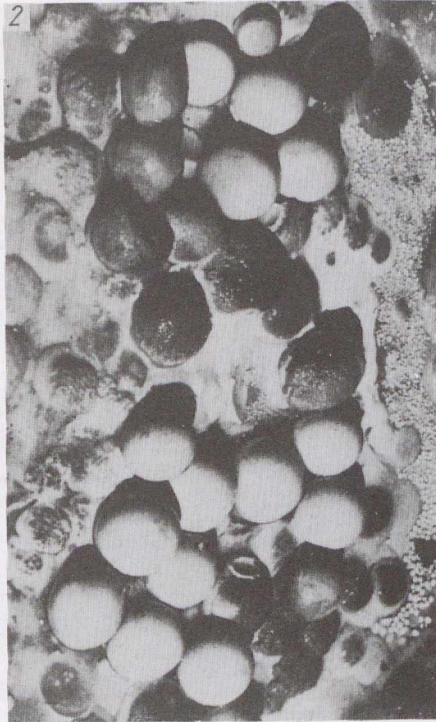
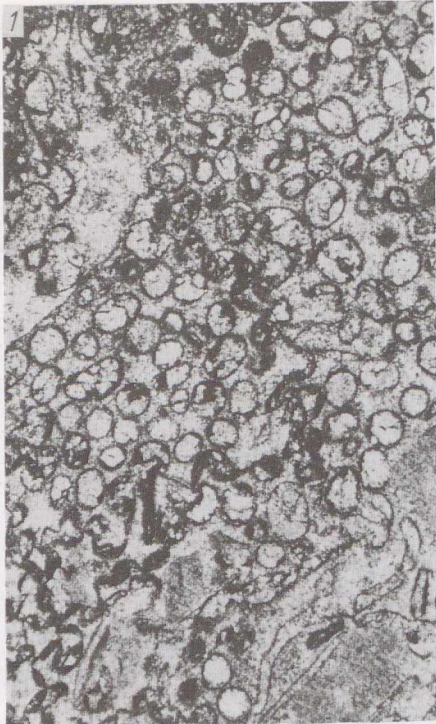


1. Bioklasztos mikropátitos kalcirudit (wackestone szövétű krinoideás biomikropátit). — Bakonyszűcs Bszű-3. sz. fúrás: 832,9 m. — Alsó-triász. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 15,7 ×
2. Bioklasztos kalkarenit (packstone-wackestone: krinoidea-töredécek kőzetliszttel hintett karbonátos alapanyagban). — Bakonyszűcs Bszű-3. sz. fúrás: 789,5 m. A Csopaki Márga Formáció felső szakasza. — Alsó-triász: olenyoki emelet. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 15,7 ×
3. Bioklasztos pátitos kalkarenit (grainstone szövétű biomikropátit). — Hévíz Hv-6. sz. fúrás: 195,0 m. — Edericsi Mésző Tagozat. — Felső-triász, karni emelet. — Foto: HAAS J. — 6 ×
4. Bioklasztos pátitos kalkarenit (grainstone-packstone) szövétű biomikropátit. — Hévíz Hv-6. sz. fúrás: 185,2 m. — Edericsi Mésző Tagozat. — Felső-triász, karni emelet. — Foto: HAAS J. — 25,5 ×

24.3. tábla  
Mészkövek  
szöveti képe



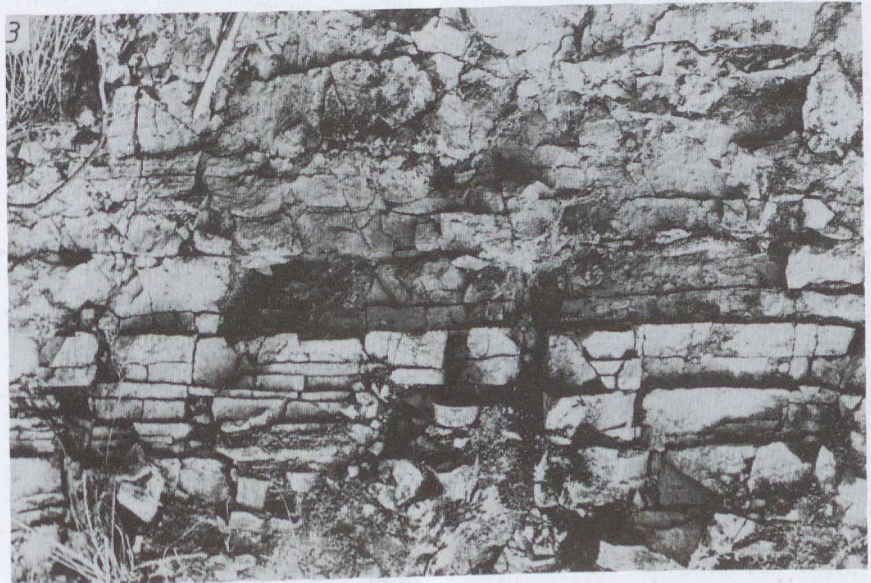
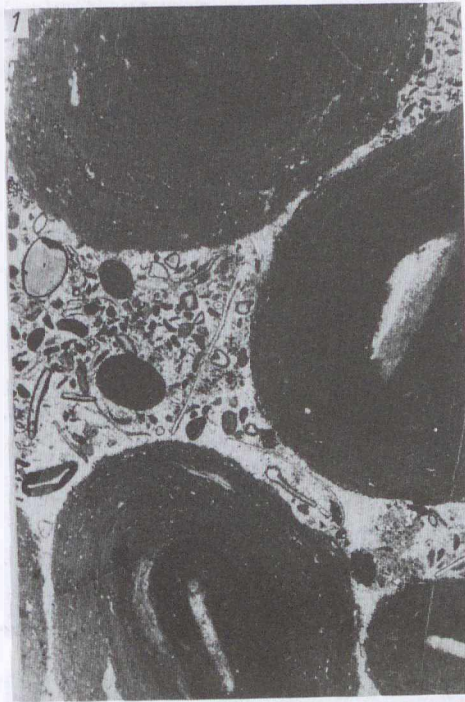
1. Bioklasztos mikrites kalkarenit (wackestone-packstone szövetű biomikrit kagylóhéj töredékekkel). — Alsószalmavár Asz-1. sz. fúrás: 269,9 m. — Alsó-triász, a Csapaki Márga Formáció alsó része. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 15,7 ×
2. Packstone-wackestone szövetű biokalkarenitbe zárt mikrites mikrolumasella. — Bakonyszücs Bsz-3. sz. fúrás: 827,8 m. — A Csapaki Márga Formáció felső szakasza. — Alsó-triász: olenyoki emelet. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 6 ×
3. Bioklasztos mikrites-mikropátitos kalkarenit *Marginotruncana sigali* (REICHEL) planktonikus foraminiferával. — Vékényi-völgy, Mecsek hegység. — Vékényi Márga Formáció. — Középső-kréta. — Meghatározás és foto: BODROGI ILONA. — 96 ×
4. Ooidos mészkő (wackestone-packstone jellegű oopátit). — Hévíz Hv-6. sz. fúrás: 190,5–191,3 m. — Ederiesi Mészkő Tagozat. — Felső-triász, karni emelet. — Foto: HAAS J. — 25,5 ×



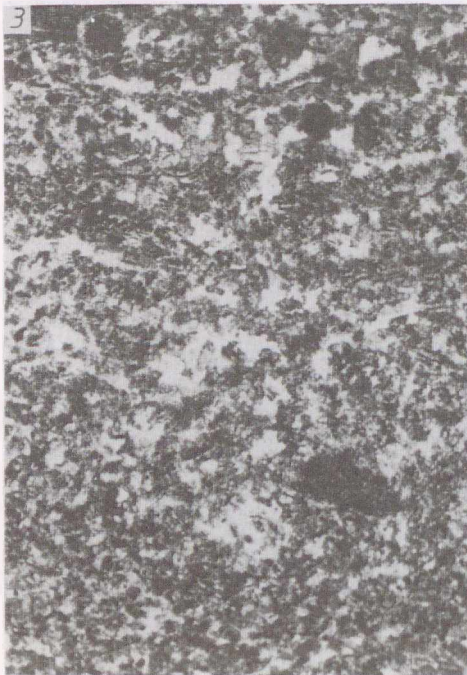
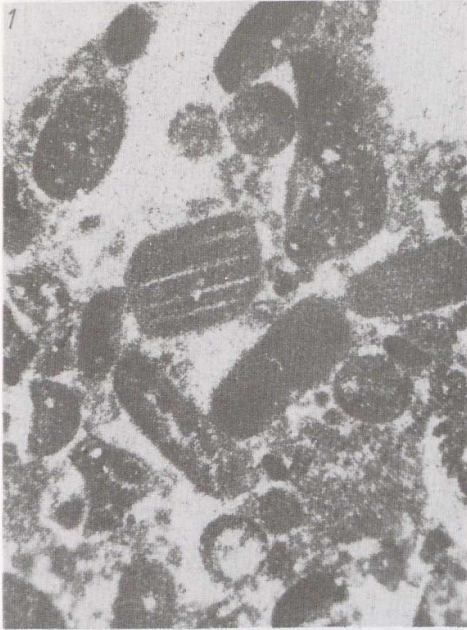
1. Ooidos mikropátit (kioldott magvú és utólag vasas dolomit egykristályokkal kitöltött, mikrites bevonatú ooidok bioklasztos mikropátitban). — Bakonyzúcs Bszű-3. sz. fúrás: 809,0 m. — Alsó-triász. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 15,7×
2. Barlangi gyöngy. — Brit Columbia, Castelford-barlang, Columbia Ice Field. — Foto: RUSSEL, S. H. in FAIRBRIDGE—BOURGEIS 1978
3. Onkomikrit (onkoidok — „Evinospongiák” — mikrites alapanyagban). — Pécs, Dömörkapu. — Misinai Formáció, Kozári Tagozat. — Középső-triász, anisusi emelet. — Foto: HAAS J.

24.5. tábla

Mészkövek szövete,  
szerkezete



1. Ooidos onkopátit. — Hévíz Hv-6. sz. fúrás: 245,7 m. — Edericsi Mésző Formáció. — Felső-triász, karni emelet. — Foto: HAAS J. — 6×
2. Mikrokristályos bioklasztos (sekélytengeri) mészkő, krinoidea- és molluszkum-héjtöredékekkel (wackestone). — Alsószalmavár Asz-1. sz. fúrás: 271,0 m. — A Csopaki Márga Formáció alsó szakasza. — Alsó-triász: olenyoki emelet. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 18,5×
3. Vékonyrétegű pelágikus mészkő. — Sümeg: Mogyorósdomb. — Mogyorósdombi Formáció. — Alsó-kréta. — Foto: HAAS J.



24.6. tábla

Mészkö szövege.  
Dolomit mállási felülete  
és szöveti képe

1. Pelmicropátit *Favrenia* típusú pelletekkel. — Porva Po-89. sz. fúrás: 467,5 m. — Dachsteini Mészkö Formáció. — Felső-triász: nőri emelet. — Foto: HAAS J. — 33,7 ×
2. Dolomit szögletes mállási formái. — Kis Fátra, a Nagy Kriván gerince. — Gutensteini Formáció. — Középső-triász, anisusi emelet. — Gy.: BALOGH KÁLMÁN, 1978. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ
3. Algaszövedék eredetű dolomikropátit-pátit a madárszemeket kitöltő anhidrittel. — Bakonyszücs Bszü-3. sz. fúrás: 862,0 m. — A Csopaki Márga Formáció középső szakasza. — Alsó-triász: olenyoki emelet. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 6 ×
4. Inekvigranularis dolopátit késő-diagenetikus (fehér) gipsszel. — Alsószalmavár Asz-I. sz. fúrás: 320,4 m. — Hidegkúti Formáció. — Hidegkúti Dolomit Tagozat. — Alsó-triász: indusi/olenyoki emelet. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 15,7 ×

24.7. tábla

Dolomit és dolomárga  
szöveti képe



1. Bioklasztos (dasykladaceás) dolomit diszmikrites intraszedimenttel és dolopátittal kitöltött, lemezrepedésszerű üregekkel. — Sümeg, Szőlő-hegy. — Fődolomit Formáció. — Felső-triász, nóri emelet. — Foto: HAAS J. —  $6\times$
2. Mikrokrisztályos dolomit (foltos dolomikrit) gipszkioldódás utáni üregekkel és közel párhuzamos zsugorodási repedésekkel. — Alsószalmavár Asz-1. sz. fúrás: 224,0 m. — Aszófői Dolomit Formáció. — Középső-triász, az anisusi emelet alsó része. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. —  $15,7\times$
3. Kvarc-kőzetlisztes, bioklasztos, dolomitos mikropátit (packstone). — Bakonyszücs Bszü-3. sz. fúrás: 815,4 m. — A Csapaki Márga Formáció felső szakasza. — Alsó-triász: olenyoki emelet. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. —  $6\times$
4. Lemezes agyagos dolomárga, a lemezhatárokon dúsuló agyagásványokkal. — Bakonyszücs Bszü-3. sz. fúrás: 818,3 m. — A Csapaki Márga Formáció felső szakasza. — Alsó-triász: olenyoki emelet. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. —  $6\times$

## IRODALOM

- ADAMS, A. E. 1980: Calcrete profiles in the Eyam Limestone (Carboniferous) of Derbyshire. — *Sedimentology*, **27**, 651—660.
- A karbonátos kőzetek képződése, vizsgálata és gazdasági jelentősége 1974. — A Magyarhoni Földtani Társulat Ifjúsági Bizottsága 1974. ápr. 8. és 12. között Veszprémben szervezett tanfolyamának előadásai. (Kézirat gyanánt.) Budapest: Mh. Földt. Társulat, 396 p.
- AUBOUIN, J.—BROUSSE, R.—LEHMAN, J.-F. 1975: *Précis de géologie. 1. Pétrologie.* (2<sup>e</sup> édit.) Paris: Bordas, 25+717 p.
- Az üledékes petrológia újabb eredményei 1971. — A Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Területi Szakosztálya és az Ifjúsági Bizottság által 1971. áprilisában Szegeden rendezett tanfolyam előadásai. (Kézirat gyanánt.) Budapest: Mh. Földt. Társulat, 313 p.
- BALOG, A.—HAAS, J. 1989: Diagenetical history of Dachstein Limestone in the vicinity of Vác. — In: KÁZMÉR, M. (ed.): *Abstracts.* — 10th IAS Regional Meeting on Sedimentology. — Budapest, p. 12.
- BARTH, T.—CORRENS, C. W.—ESKOLA, P. 1939: *Die Entstehung der Gesteine.* — Berlin, etc.: Springer, 422 p.
- BATHURST, R. G. C. 1975: Carbonate Sediments and their Diagenesis. (2nd ed.) — *Developments in Sedimentology*, **12**. — New York: Elsevier, 658 p.
- BATHURST, R. G. C.—LAND, L. S. 1986: Carbonate depositional environments. Modern and Ancient. Part 5: Diagenesis 1. — *Colorado School of Mines, Quarterly*, **81**, 4, 1—41.
- BÁRDOSY GY. 1961: Üledékes kőzeteink nevezéktanának kérdései. — *Földt. Közl.*, **91**, 1, 44—64.
- BISSELL, H. J.—CHILINGAR, G. V. 1967: Classification of sedimentary carbonate rocks. — In: CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. (eds): *Carbonate Rocks.* — New York: Elsevier, 87—168.
- BULL, P. A. 1983: Chemical sedimentation in caves. — In: GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology.* — London—New York: Academic Press, 301—320.
- BUSH, P. R. 1987: The formation of magnesite in the coastal plain sediments of Abu Dhabi, United Arab Emirates. — *Conf. Quartern. Sed. Arab. Gulf and Mesopotam. Reg.*, 7—12, 2, 1987, Kuwait.
- CAROZZI, A. 1953: *Pétrographie des roches sédimentaires.* — Lausanne: Rouge & Cie, 250 p.
- CAROZZI, A. 1960: *Microscopic Sedimentary Petrography.* — New York: Wiley & Sons, 485 p.
- CAYEUX, L. 1935: Roches carbonatées. — In: *Les Roches Sédimentaires de France.* — Paris: Masson et Cie, 463 p.
- CHAFETZ, H. S.—FOLK, R. L. 1984: Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. — *J. Sed. Petrol.*, **54**, 1, 289—316.
- CHILINGAR, G. V. 1956: Dedolomitization: A review. — *Bull. AAPG*, **40**, 762—764.
- CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. (eds) 1967: *Carbonate Rocks.* — Amsterdam: Elsevier, A: 471 p., B: 413 p.
- CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—WOLF, K. H. 1967: Diagenesis of carbonate rocks. — In: LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments.* — Amsterdam: Elsevier, 132—322.
- CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—WOLF, K. H. 1979: Diagenesis of carbonate sediments and epigenesis (or katagenesis) of limestones. — In: LARSEN, G.—CHILINGAR, G. V. (eds): *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks.* — *Developments in Sedimentology*, **25A**, New York: Elsevier, 246—424.
- CHOQUETTE, PH. W.—TRUSELL, F. C. 1978: A procedure for making the Titan-yellow stain for Mg-calcite permanent. — *J. Sed. Petrol.*, **48**, 639—641.
- DERIN, B.—REISS, Z. 1966: *Jurassic Microfacies of Israel.* — The Israel Inst. Petrol., Spec. Publ. — Tel-Aviv, 43 p.
- DICKSON, J. A. D. 1966: Carbonate identification and genesis as revealed by staining. — *J. Sed. Petrol.*, **35**, 491—505.
- DUNHAM, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — *AAPG Mem.*, **1**, 108—121.
- Elf-Aquitaine 1975, 1977: Essai de Caractérisation Sédimentologique des Dépôts Carbonatés. I. Éléments d'analyse (1975). — 2. Éléments d'interprétation (1977). — Elf-Aquitaine, Centr. Rech. Boussens et Pau, 173, ill. 231 p.
- EMERY, A. F.—KLOVAN, J. E. 1972: Absolute water depth limits of the Late Devonian paleoecological zones. — *Geol. Rundsch.*, **61**, 672—686.
- EVAMY, B. D.—SHEARMAN, D. J. 1962: The application of chemical staining technique to the study of diagenesis in limestones. — *Proc. Geol. Soc. London*, **1599**, 102.
- FARKAS P. 1970: Bevezetés a karbonátos kőzetek fáciesvizsgálatába. — Kézirat. JATE Földtani és Őslénytani Tanszéke, Szeged, 157—283.
- FARKAS P. 1971: A karbonátos üledékes kőzetek faciológiai vizsgálatának közzétani alapjai. — In: *Az üledékes petrológia újabb eredményei*, 177—198.
- FINKL, CH. W., JR.—FAIRBRIDGE, R. W. 1978: Duricrust. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J.: *The Encyclopedia of Sedimentology.* — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 274 p.
- FLÜGEL, E. 1978: *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.* — Berlin, etc.: Springer, 345 p.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *AAPG Bull.*, **43**, 1—38.
- FOLK, R. L. 1962: Spectral subdivision of limestone types. — In: HAM, W. E. (ed.): *Classification of Carbonate Rocks.* — Tulsa, Okla.: AAPG, 62—84.
- FREYET, P.—PLAZIAT, J.-C. 1982: Continental Carbonate Sedimentation and Pedogenesis — Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. — *Contribution to Sedimentology*, **12**, Stuttgart: Schweizerbart, 213 p.
- FÜCHTBAUER, H. (ed.) 1988: *Sedimente und Sedimentgesteine.* — *Sedimentpetrologie II.* (4. Auflage.) — Stuttgart: Schweizerbart, 1141 p.
- FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1975: *Sediments and Sedimentary Rocks.* — New York: Halsted; Stuttgart: Schweizerbart, 464 p.
- GOUDIE, A. S. 1971: A regional bibliography of calcrete. — In: MCGINNIES, W. B.—GOLDMAN, B. J.—PAYLORE, P. (eds): *Food, Fiber, and the Arid Lands.* — Tucson: Univ. Arizona Press, 421—437.
- GOUDIE, A. S. 1973: *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes.* — Oxford: Calderon, 174 p.
- GOUDIE, A. S. 1983a: Calcrete. — *Sedimentology*, **30**, 159—179.
- GOUDIE, A. S. 1983b: Calcrete. In: GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology.* — London—New York: Academic Press, 93—132.
- GRABAU, A. W. 1904: On the classification of sedimentary rocks. — *Americ. Geol.*, **33**, 228—247.
- GRABAU, A. W. 1913: *Principles of Stratigraphy.* — New York: Seiler, 1185 p.
- GRAF, D. L. 1960: Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. I, II, IVB. — *Illinois State Geol. Surv. Circ.*, **297**: 39 p.; **298**: 43 p.
- HAAS J. 1989: *Felső-triász karbonátos táblafejlődés a Dunántúli-középhegységben.* — MTA doktori értek. tézisei, Budapest, 10 p.

- HAAS J.—JOCHÁNÉ EDELÉNYI E.—GIDAI L.—KAISER M.—ORAVECZ J. 1984: Sümeg és környékének földtani felépítése. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **20**, 5—353.
- HANCOCK, J. M. 1978: Chalk. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 115—118.
- HARRISON, R. S. 1977: Caliche profiles: indicators of near surface subaerial diagenesis, Barbados, West Indies. — *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **25**, 123—173.
- HARRISON, R. S.—STEINEN, R. P. 1978: Subaerial crusts, caliche profiles, and breccia horizons. Comparison of some Holocene and Mississippian exposure surfaces, Barbados and Kentucky. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **89**, 385—395.
- HUMBERT, L. 1976: *Éléments de pétrologie dynamique dans systèmes calcaires I—II*. — Paris: Technip, 120, ill. 200 p.
- ILLING, L. V.—WELLS, A.—TAYLOR, J. C. M. 1965: Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. — In: PRAY, L. C.—MURRAY, R. C. (eds): *Dolomitization and limestone diagenesis*. — *SEPM Spec. Publ.*, **13**, 89—111.
- IRWIN, M. L. 1965: General theory of epeiric clear water sedimentation. — *AAPG. Bull.*, **49**, 445—459.
- JAKUCS L. 1950: A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben. — *Földt. Közl.*, **80**, 361—380.
- JAKUCS L. 1971: *A karsztok morfológiája. A karsztfejlődés variációi*. — Budapest: Akadémiai Kiadó, 310 p.
- JAMES, N. P. 1972: Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure. — *J. Sed. Petrol.*, **42**, 817—836.
- KISS J. 1980: *Ásvány-kőzettani alapismeretek*. — Egyetemi jegyzet: J 3-256. — Budapest: Tankönyvkiadó, 384 p.
- KLAPPA, C. P. 1979: Lichen stromatolites: criterion for subaerial exposure and a mechanism for the formation of laminar calcretes (caliche). — *J. Sed. Petrol.*, **49**, 387—400.
- KRUMBEIN, W. E.—GIELE, C. 1979: Calcification in a coeloid cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites. — *Sedimentology*, **26**, 593—604.
- LEIGHTON, M. W.—PENDEXTER, C. 1962: Carbonate rock types. — In: HAM, W. E. (ed.): *Classification of carbonate rocks*. — Tulsa, Okla.: AAPG, 33—61.
- LUMSDEN, D. N. 1988: Characteristics of deep-marine dolomite. — *J. Sed. Petrol.*, **58**, 6, 1023—1031.
- MILLIMAN, J. D. 1974: *Marine Carbonates*. — New York: Springer, 375 p.
- MOORE, C. H. 1989: *Carbonate Diagenesis and Porosity*. Amsterdam: Elsevier, 12 + 338 p.
- MULTER, H. G.—HOFFMEISTER, J. E. 1968: Subaerial laminated crusts of Florida Keys. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **79**, 183—192.
- PETTIJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks*. — New York: Harper & Row, 628 p.
- PURSER, B. H. 1980: *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents*. — Paris, 361 p.
- READ, J. F. 1974: Calcrete deposits and Quaternary sediments, Edel Province, Shark Bay, Western Australia. — *AAPG Mem.*, **22**, 250—282.
- REEDER, R. J. 1983: Carbonates: Mineralogy and Chemistry. — *Reviews in Mineralogy*, **11**, 394 p. (Mineral. Soc. America)
- REEVES, C. C., JR. 1978: Caliche, calcrete. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 88—89.
- RICHTER, D. K. 1980: Former magnesian-calcite ooids in Paleozoic to Recent sediments. — *Internat. Ass. Sediment. 1st Europ. Mtg. Bochum, Abstr.*, 215—218.
- RICHTER, D. K.—ZINKERNAGEL, U. 1975: Petrographie des „Permoskyth“ der Jaggl—Plawen Einheit (Südtirol) und Diskussion der Detritusherkunft mit Hilfe von Kathoden-Lumineszenz-Untersuchungen. — *Geol. Rundsch.*, **64**, 783—807.
- RICHTER, D. K.—ZINKERNAGEL, U. 1981: Zur Anwendung der Kathodenlumineszenz in der Karbonatpetrographie. — *Geol. Rundsch.*, **70**, 1276—1302.
- RIDING, R.—WRIGHT, V. P. 1981: Paleosols and tidal flat/lagoon sequences on a Carboniferous carbonate shelf: sedimentary associations of triple unconformities. — *J. Sed. Petrol.*, **51**, 1323—1339.
- SCHOLLE, P. A.—BEBOUT, D. G. 1983: Carbonate depositional environments. — *AAPG Mem.*, **33**, 1—708.
- SCOFFIN, T. P.—STODDART, D. R. 1983: Beachrock and intertidal cements. — In: GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology*. — London—New York: Academic Press, 401—426.
- TODD, T. W. 1966: Petrogenetic classification of carbonate rocks. — *J. Sed. Petrol.*, **36**, 317—340.
- TÓTH Á.—T. GECSE É. 1981: Dedolomitizált térszerű kőzetesetek a Nagygyházai-medence felső-triász dolomitálatában. — *MÁFI Évi Jel.*, **1979**, 181—199.
- TUCKER, M. E. 1985: *Einführung in die Sedimentpetrologie*. — Stuttgart: Enke, 285 p.
- VENDL A. 1951: *Geológia I*. — Budapest: Tankönyvkiadó, 654 p.
- VÉGH SÁNDORNÉ 1981: *Karbonát-kőzetek vizsgálata, fácies-, mikro-fácies-típusai és osztályozása*. (Gépirat.) Budapest: ELTE Alkalmazott és Műszaki Földtani Tanszéke, 29 p.
- WALLACHER L. 1989: *Üledékes kőzetek és kőzetalkotó ásványaik I—II*. — Budapest: Tankönyvkiadó. — Egyetemi jegyzet: J 14-1656 és J 14-1656/a, 344, ill. 472 p.
- WOLF, K. H. 1978: Carbonate sediments — diagenesis. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 94—104.
- WALLS, R. A.—HARRIS, W. B.—NUNAN, W. E. 1975: Calcareous crust (caliche) profiles and early subaerial exposure of Carboniferous carbonates north eastern Kentucky. — *Sedimentology*, **22**, 417—440.
- WOLF, K. H.—CHILINGAR, G. V.—BEALES, F. W. 1967: Elemental composition of carbonate skeletons, minerals, and sediments. — In: CHILINGAR, G. V.—BISSELL, H. J.—FAIRBRIDGE, R. W. (eds): *Carbonate Rocks*, **B**. — Amsterdam: Elsevier, 23—150.
- WRIGHT, V. P. 1981: A subaerial stromatolite from the Lower Carboniferous of South Wales. — *Geol. Mag.*, **118**, 97—100.
- WRIGHT, V. P. 1983: A rendzina from the Lower Carboniferous of South Wales. — *Sedimentology*, **30**, 159—179.

# 25. SÓKÖZETEK (EVAPORITOK)

BALOGH KÁLMÁN

## 25.1 FOGALOM ÉS OSZTÁLYOZÁS

A sóközetek koncentrált sósvizek kémiai csapadékaik. Latinos nevük onnan származik, hogy a vizek besűrűsödése általában a párolgás (evaporáció) következménye. Az alkáli fémek (Na, K) és az alkáli földfémek (Ca, Mg, Sr) karbonátjait, kloridjait, szulfátjait, borátjait és szilikátjait soroljuk ebbe a közetcsaládba. A karbonátok közül azonban a kalcitot, dolomitot, magnezitet a sótelepeken való gyakoriságuk ellenére sem tekintjük igazi evaporitnak. Ezek ui. a többi — általában könnyen oldódó — sónál lényegesen nehezebben oldódnak, ezért kicsapódásuk megelőzi a valódi sóásványokét. A valódi evaporitok kiválásához szükséges nagy koncentráció az élőlények túlnyomó többségére mérgező hatású. Ezzel szemben a Ca és Mg

karbonátjainak nagy tömegű elsődleges felhalmozódásai uralkodóan biogén eredetűek. Ezeket — éppen csekély oldhatóságuk miatt — az élőlények (a foszfátokkal együtt) szilárd vázaikba építik be. A travertinó, a mészkéreg, a  $\text{CaCO}_3$  anyagú ooidok, pizoidok ugyan bepárolgással is létrejöhetnek, de még ezek keletkezése is többnyire az élőlények anyagcseréjének a környezet fizikokémiai feltételeit módosító hatására következik be. Ezért a karbonátok és foszfátok részletes tárgyalása az üledékközettan önálló fejezetét alkotja (I. a 24. és III. kötet, 29. fejezetet).

A sóközetek összetétel szerinti osztályozása ásványaik jellemző anionjainak és kationjainak, valamint a kristályvíz-tartalomnak a

25.1. táblázat. A felszíni átlagos tengervíz, a folyóvizek világátlagos és három sóstó oldott ionjainak mennyisége

Ionok	Tengervíz <sup>1</sup>	Folyóvizek <sup>2</sup>	Great Salt Lake <sup>3</sup>	Holt-tenger <sup>4</sup>	Kaszip-tó D <sup>5</sup>
ppm					
$\text{Cl}^-$	19 353	7,81	140 000	212 035	5 341
$\text{SO}_4^{2-}$	2 712	11,21	16 400	535	3 008
$\text{HCO}_3^-$	142	58,48	251	252	215
$\text{Br}^-$	67				
$\text{H}_2\text{BO}_3^-$	26				
$\text{NO}_3^-$	—	1			
P	0,01				
$\text{SiO}_2$	0,00	13,12	48		
$\text{Na}^+$	10 760	6,30	83 600	35 602	3 175
$\text{Mg}^{2+}$	1 294	4,10	7 200	42 785	730
$\text{Ca}^{2+}$	413	15,01	241	16 131	346
$\text{K}^+$	387	2,30	4 070	7 719	85
$\text{Sr}^{2+}$	8				
$\text{Ba}^{2+}$	0,015				
$\text{Fe}^{2+}$	0,01	0,67			
$\text{Mn}^{2+}$	0,002				
$\text{Cu}^{2+}$	0,003				
$\text{Zn}^{2+}$	0,01				
Összesen	35 062,050	120,00	251 810	315 060	12 900

<sup>1</sup> MILLIMAN (1974). — <sup>2</sup> KRAUSKOPF (1979). — <sup>3</sup> WHITEHEAD—FETH (1961) in EUGSTER—HARDIE (1978). — <sup>4</sup> BENTON (1961). — <sup>5</sup> LIVINGSTONE (1963).

25.2. táblázat. A fontosabb tengeri evaporitászványok

Osztály		Kémiai összetétel	Ásványtani név
Karbonátok		CaCO <sub>3</sub> CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> MgCO <sub>3</sub>	Kalcit; aragonit Dolomit Magnezit
Egyszerű	kloridok	*NaCl *KCl MgCl <sub>2</sub> · 6H <sub>2</sub> O	Kősó (halit) Szilvin (szilvit) Bischofit
Összetett		*KCl · MgCl <sub>2</sub> · 6H <sub>2</sub> O KCl · CaCl <sub>2</sub> 3KCl · NaCl · FeCl <sub>2</sub> 2MgCl <sub>2</sub> · CaCl <sub>2</sub> · 12H <sub>2</sub> O	Karnallit Bäumlerit (hidrofilít) Rinneit Tachihidrit
Kloridszulfát		*KCl · MgSO <sub>4</sub> · 3H <sub>2</sub> O	Kainit
Egyszerű	szulfátok	α-Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 10H <sub>2</sub> O *CaSO <sub>4</sub> CaSO <sub>4</sub> · 1/2H <sub>2</sub> O *CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O *MgSO <sub>4</sub> · H <sub>2</sub> O MgSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O MgSO <sub>4</sub> · 4H <sub>2</sub> O MgSO <sub>4</sub> · 5H <sub>2</sub> O MgSO <sub>4</sub> · 6H <sub>2</sub> O MgSO <sub>4</sub> · 7H <sub>2</sub> O SrSO <sub>4</sub>	Thenardit Mirábilít (glaubersó) Anhidrit Bassanit Gipsz Kieserit Sanderit Leonhardtit Allenit Hexahidrit Epsomit (reichhardtít) Cölesztin
Összetett		NaK <sub>3</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · CaSO <sub>4</sub> 3Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · MgSO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · MgSO <sub>4</sub> · 4H <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> Mg(SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 2H <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · CaSO <sub>4</sub> · H <sub>2</sub> O *K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · 2MgSO <sub>4</sub> K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · MgSO <sub>4</sub> · 4H <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · MgSO <sub>4</sub> · 6H <sub>2</sub> O *K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> · MgSO <sub>4</sub> · 2CaSO <sub>4</sub> · 2H <sub>2</sub> O	Glaserit Glauberit Vanhoffit Asztrahánit (blödit) Löweit Szingenit Langbeinit Leonit Schönit Polihalit
Borátok		MgHBO <sub>3</sub> MgB <sub>2</sub> O <sub>4</sub> · 3H <sub>2</sub> O Mg(Cl · B <sub>7</sub> O <sub>13</sub> ) KMg <sub>2</sub> B <sub>11</sub> O <sub>19</sub> · 9H <sub>2</sub> O Mg <sub>6</sub> B <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · 9H <sub>2</sub> O Mg <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> · B <sub>2</sub> O(OH) <sub>2</sub> · 7H <sub>2</sub> O	Ascharit Pinnoit Boracit (stassfurtit) Káliborit Szulfoborit Lüneburgit

\* A leggyakoribb elsődleges ásványok.

megjelölésén alapul. Képződésük helye és módja alapján pedig tengerszegélyi, sekély- és mélytengeri, valamint kontinentális sóközveteket különböztetünk meg. Az utóbbiak elkülönítését a száraz- és földi és óceáni vizek oldott iontartalmának jelentékeny mennyiségi és minőségi különbségei indokolják. A mai tengerek oldott sótartalmát átlagosan 35‰ körül, a nagy folyók torkolatánál 30‰ körül van, a Szezei-öbölben és a Vörös-tenger É-i részén azonban — az erős párolgás és a víz alatti sóforrások miatt — 40–41‰-re emelkedik. A felszíni átlagos tengervízben a főionok mennyiségi sorrendje: Cl<sup>-</sup> > SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> > CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, ill. Na<sup>+</sup> > Mg<sup>2+</sup> > Ca<sup>2+</sup> > K<sup>+</sup> (25.1 táblázat). Ezzel szemben a folyóvizek átlagosan mindössze 120 ppm-nyi összes sótartalmában csak a HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, a Ca<sup>2+</sup>, a SiO<sub>2</sub> és az

SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> részesezése számottevő (25.1 táblázat). Ezért a földfelszín e két leghatalmasabb fáciesbirodalma sóközeteinek ásványos összetétele — bizonyos átfedések ellenére is — általában eltér egymástól. A „teljes” tengeri sótelepek szelvényében alulról fölfelé haladva a mészkő és/vagy dolomit fölött előbb az egyszerű szulfátok (gipsz, anhidrit), majd az egyszerű kloridok (kősó, szilvin), végül a kálium-összetett szulfátjai és kloridjai következnek. A nagyszámú elsődleges és diagenetikus sóásványból a Ca- és Mg-karbonátok leszámítása után fennmaradó fő alkotók száma mégis mindössze 9. — A kontinentális evaporitszelvényekben az anhidrit és a gipsz szintén gyakori, a Na és a K egyszerű kloridjai már ritkábbak, a bonyolult kálisók helyett pedig Na- és K-karbonátokkal, Ca- és Mg-szulfá-

25.3. táblázat. A fontosabb jelenkori kontinentális evaporitásványok

Osztály		Kémiai összetétel	Ásványtani név
Egyszerű	karbonátok	CaCO <sub>3</sub> CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> CaMg <sub>3</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>4</sub> MgCO <sub>3</sub> NaHCO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·H <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·10H <sub>2</sub> O	Kalcit, aragonit Dolomit Huntit Magnezit Nahcolit Termonátrit Szóda (nátrit)
		Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·NaHCO <sub>3</sub> ·2H <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·CaCO <sub>3</sub> ·2H <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·CaCO <sub>3</sub> ·5H <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·Ca <sub>2</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> NaAlCO <sub>3</sub> (OH) <sub>2</sub>	Trona Pirssonit Gaylussit Shortit Dawsonit
Karbonát-kloridok		Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·MgCO <sub>3</sub> ·NaCl	Northupit
Kloridok		NaCl KCl	Kősó (halit) Szilvin (szilvit)
Klorid-szulfátok		KCl·(Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> ·(Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ) <sub>9</sub>	Hanksit
Egyszerű	szulfátok	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·10H <sub>2</sub> O CaSO <sub>4</sub> CaSO <sub>4</sub> ·1/2H <sub>2</sub> O CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O MgSO <sub>4</sub> ·7H <sub>2</sub> O SrSO <sub>4</sub>	Thenardit Mirabilit Anhidrit Bassanit Gipsz Epsomit Cölesztin
		Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·CaSO <sub>4</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub> ·4H <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub> (CaSO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ·2H <sub>2</sub> O (NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·MgSO <sub>4</sub> ·6H <sub>2</sub> O	Glauberit Asztrahánit Polihalit Boussingaultit
Szulfát-karbonátok		2Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·(Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> ·(MgCO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Burkeit Tychit
Szulfát-nitrátok		Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·NaNO <sub>3</sub>	Darapskit
Nitrátok		NaNO <sub>3</sub> KNO <sub>3</sub> Ca(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> Mg(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Nitronátrit Nitrokálit
Egyszerű	borátok	Na <sub>2</sub> [B <sub>4</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub> ]·8H <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> [B <sub>4</sub> O <sub>6</sub> (OH) <sub>2</sub> ]·3H <sub>2</sub> O Ca[B <sub>3</sub> O <sub>3</sub> (OH) <sub>3</sub> ]·H <sub>2</sub> O Ca[B <sub>3</sub> O <sub>3</sub> (OH) <sub>3</sub> ]·4H <sub>2</sub> O Ca[B <sub>3</sub> O <sub>4</sub> (OH) <sub>3</sub> ]·H <sub>2</sub> O Ca <sub>5</sub> B <sub>12</sub> O <sub>23</sub> ·9H <sub>2</sub> O	Bórax Kernit Meyerhoffit Inyoit Colemanit Pandermit (priceit)
		NaCaB <sub>5</sub> O <sub>9</sub> ·8H <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O·B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·4SiO <sub>2</sub> ·2H <sub>2</sub> O (CaO) <sub>8</sub> ·(B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) <sub>5</sub> ·6SiO <sub>2</sub> ·6H <sub>2</sub> O NH <sub>4</sub> B <sub>5</sub> O <sub>8</sub> ·2H <sub>2</sub> O	Ulexit Searlesit Bakerit Larderellit
Jodátok		Ca(JO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Lautarit
Szilikátok		SiO <sub>2</sub> ·nH <sub>2</sub> O NaSi <sub>11</sub> O <sub>20,5</sub> (OH) <sub>4</sub> ·3H <sub>2</sub> O NaSi <sub>7</sub> (OH) <sub>3</sub> ·3H <sub>2</sub> O NaAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub> ·H <sub>2</sub> O	Opál Kenyait Magadiit Analcim

tokkal, Na- és K-nitrátokkal, valamint borátokkal, sőt szilikátokkal találkozunk (25.2 és 25.3 táblázat). Borátok a tengeri sóösszetekből sem hiányzanak. A lefolyástalan medencék sóüledékeinek Na- és Ca-borátjaival szemben azonban a tengeri sótelepeket a Mg-borátok jellemzik.

Egyes jelenkori sóstavak vizének és üledékeinek kloridos-szulfátos jellege mégis a tengervíz és a tengeri sótelepek összetételére emlékeztet (25.1 táblázat). E tavak egy része (pl. a Kaszpi-tó) kétségtelül korábbi tengerek lefűződött, s a beömlő folyók vizétől mára már többé-kevésbé felhígult maradványa. Mások vize idősebb tengeri sótelepek anyagának újraoldódásából származik. A Holt-tenger sóinak 1/3-át a Jordán vizéből, 2/3-át pedig víz alatti sóforrásokból eredeztetik (BENTOR 1961). A tengerszegélyi lagúnák, valamint sómocsarak (szebkhák) evaporitjai azért állanak közelebb a tengeri sótelepekéhez, mert üledékeik képződése a tengervízzel való időnkénti elárasztódásuknak, ill. fröccsenővízzel való permeteződé-süknek a függvénye.

Még a zömükben egyetlen evaporitásványból álló (monomineralikus) sókőzetek sem mentesek más sók, pélites vagy bitumenes anyagok hozzákeveredésétől. A több sóásvány szín- vagy diagenetikus keveredésével vagy váltakozásával jellemzett (polimineralikus) sókőzetek szabályszerű megnevezésében a 25%-nál nagyobb mennyiségű főásvány(ok) nevét előbb a 10–25%, majd a 0–10% közötti mennyiségű járulékos ásvány nevének kell követnie (pl. kieserittartalmú, anhidrites szilvin-halit). A leggyakoribb monomineralikus sókőzet a gipsz, az anhidrit és a kősó; kevésbé gyakori a „tisza” polihalit, langbeinit, bischofit és kainit.

A tengeri eredetű polimineralikus sókőzetek egy részét — nehezebb fűrhatóságuk miatt — „keménysók”-ként tartják számon. Ezek többsége olyan szilvin-halit, amely még egy szulfátásványt (anhidritet, langbeinitet vagy kieseritet) is tartalmaz. Leggyakoribb közülük a „kieserites keménysó”. A káliumtartalmú, többnyire polimineralikus sókőzeteket (szilvin, karnallit, kainit) — gyakorlati fontosságuk és a kiválási sorrendben elfoglalt helyzetük miatt különválasztva — „fedősók”-nak vagy egyszerűen „kálisók”-nak nevezik.

Az evaporitos ásványtársulásoknak a halogenezis földtörténeti megoszlása szempontjából (25.5. fejezet) is fontos, részletes osztályozását — ZHARKOV (1984) nyomán — a 25.1 ábra mutatja be. A ZHARKOV-féle osztályozásnak az a nagy előnye, hogy lehetővé teszi a különböző korú evaporit-előfordulások ásványos összetételének gondos mennyiségi elemzését, és ezáltal az egyes földtani időszakok evaporációs történéseinek minden eddiginél jobb — bár nagyvonalú — jellemzésére nyújt módot (lásd a 25.5. fejezettrészt és a 25.52 ábrát).

Jellege	A sókőzet										Osztály											
	neve										CS											
											C					CK						
											Alosztály					CK						
CSk											CSn			C		CK						
										Csalsád												
										A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	A <sub>3</sub>	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub>	B <sub>4</sub>	B <sub>5</sub>	B <sub>6</sub>	B <sub>7</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>
KARBONÁTOK	Hanksit																					
	Nahcolit																					
	Trona																					
	Dolomit+orthupit																					
	Kalcit+dolomit+orthupit																					
	Dolomit+shortit																					
KARBONÁTOK	Kalcit+dolomit+shortit																					
	Kalcit+dolomit+nahcolit																					
	Kalcit+dolomit+dawsonit+nahcolit																					
	Trona+halit																					
	Kősó																					
	Kősó+karnallit																					
KLORIDOK	Kősó+szilvin																					
	Kősó+karnallit+bischofit																					
	Karnallit+bischofit																					
	Bischofit																					
	Bischofit+tachhidrit																					
	Tachhidrit																					
KLORIDOK	Karnallit+tachhidrit																					
	Kősó+karnallit+tachhidrit																					
	Glauberit+kősó																					
	Thenardit+kősó																					
	Asztrahánit+kősó																					
	Asztrahánit+epszomit+kősó																					
SZULFÁTOK-KLORIDOK	Polihalit+kősó+szilvin																					
	Langbeinit+polihalit+kősó+szilvin																					
	Langbeinit+kősó																					
	Langbeinit+polihalit+kősó																					
	Langbeinit+kieserit+kősó																					
	Polihalit+kieserit+kősó+szilvin																					
SZULFÁTOK-KLORIDOK	Langbeinit+kieserit+kősó+szilvin																					
	Polihalit+anhidrit+kősó																					
	Langbeinit+anhidrit+kősó																					
	Kainit+langbeinit+kősó																					
	Kainit+langbeinit+polihalit+kősó																					
	Kainit+polihalit+kősó																					
SZULFÁTOK-KLORIDOK	Kainit+kősó																					
	Kainit+kősó+szilvin																					
	Kainit+kősó+karnallit																					
	Kainit+kősó+szilvin+karnallit																					
	Kainit+kieserit+kősó																					
	Polihalit+anhidrit+kősó+karnallit+bischofit																					
SZULFÁTOK-KLORIDOK	Polihalit+karnallit+bischofit																					
	Kieserit+szilvin+karnallit																					
	Kieserit+bischofit																					
	Kieserit+kősó+karnallit+bischofit																					
	Kieserit+karnallit																					
	Kieserit+kősó+karnallit																					
SZULFÁTOK	Kieserit+kősó																					
	Kieserit+kősó+szilvin																					
	Anhidrit+kősó+szilvin																					
	Epszomit+kősó																					
	Thenardit																					
	Mirabilit																					
SZULFÁTOK	Glauberit																					
	Mirabilit+thenardit																					
	Asztrahánit																					
	Asztrahánit+mirabilit+thenardit																					
	Mirabilit+asztrahánit																					
	Thenardit+asztrahánit																					
SZULFÁTOK	Glauberit+gipsz																					
	Kainit																					
	Polihalit																					
	Anhidrit (gipsz)																					

25.1 ábra. A sóásványok társulásainak ZHARKOV-féle osztályozása (1984)

Osztályok: C: kloridok. — CS: kloridok és szulfátok. — CK: kloridok és karbonátok.

Alosztályok: CSk: káliumszulfátok. — CSn: nátriumszulfátok.

A<sub>1</sub>: kősó. — A<sub>2</sub>: kősó-szilvin-karnallit. — A<sub>3</sub>: kősó-szilvin-karnallit-bischofit-tachhidrit. — A<sub>4</sub>: kősó-szilvin-karnallit-tachhidrit.

B<sub>1</sub>: kainit-kősó-szilvin-karnallit. — B<sub>2</sub>: kainit-langbeinit-polihalit-kősó-szilvin-karnallit. — B<sub>3</sub>: kainit-langbeinit-polihalit-kieserit-kősó-szilvin-karnallit. — B<sub>4</sub>: kainit-langbeinit-polihalit-kieserit-kősó-szilvin-karnallit-bischofit.

B<sub>5</sub>: kősó-glauberit. — B<sub>6</sub>: kősó-glauberit-thenardit. — B<sub>7</sub>: kősó-glauberit-thenardit (mirabilit)-asztrahánit. — B<sub>8</sub>: kősó-mirabilit (thenardit)-asztrahánit. — B<sub>9</sub>: kősó-mirabilit (thenardit)-asztrahánit. — B<sub>10</sub>: kősó-mirabilit (thenardit)-asztrahánit-karnallit.

C<sub>1</sub>: dawsonit-nahcolit-kősó. — C<sub>2</sub>: northupit-shortit-trona-kősó. — C<sub>3</sub>: shortit-nahcolit. — C<sub>4</sub>: hanksit-nahcolit-trona-kősó.

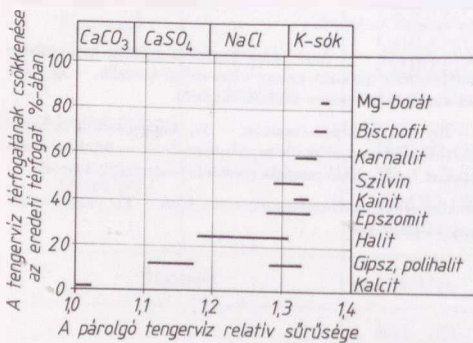
## 25.2 A TENGERI SÓKÖZETEK KELETKEZÉSE

### 25.21 A SÓKIVÁLÁS FIZIKO-KÉMIAI FELTÉTELEI

A rendes tengervíz minden sóra nézve telítetlen. Azok a sók válnak ki belőle, amelyek ionjainak koncentrációja meghalad bizonyos, a sóra jellemző határértéket. Egy oldatrendszer komponenseinek koncentrációja az oldószer elvonásával, vagy újabb ionok hozzáadásával, vagy az oldhatóság csökkentésével növelhető. Az oldószer mennyiségének csökkenését a természetben a párolgás, az ionok hozzáadódását töményebb oldatoknak (hévizeknek, sűrűbb talajvíznek) az üledékgyűjtőbe áramlása, az oldhatóság csökkentését pedig a víz hőmérsékletének csökkenése biztosítja (pl. a párolgás miatt besűrűsödött, viszonylag meleg, felszíni tó- vagy tengervíz mélybe süllyedésekor). Ezért a sókiválás és -felhalmozódás nemcsak sekély, hanem mély vízben is végbemehet. A mélyvízi sólerakódás bizonyítékait azonban csak az utolsó három évtized kutatásai tárták fel.

Az 1960-as évek közepéig uralkodó klasszikus modell szerint az evaporit-képződésnek az a fő feltétele, hogy a párolgás legalább időnként felülmúlja a terület csapadékból, sósvizek beáramlásából, átszivárgásából vagy peremből származó vízutánpótlását. Evaporitásványok a Föld minden pontján létrejöhetnek, de telopszerűen csak arid és szemi-arid területeken halmozódhatnak fel. E területek a jelenkor hőmérsékleti, csapadéeloszlási, geomorfológiai, víz- és légáramlási viszonyai között — természetesen az egyenlítői esőerdő öv kihagyásával — az északi, ill. déli szélesség 40–45. fokai közötti sávban helyezkednek el (I. kötet, 8.11 ábra). A sókőzetek nagy tömegű felhalmozódásai tehát klímajelzők.

A jelenkori evaporittelemek szelvényeiben a sók általában az oldhatóságukkal, ill. az alkotó ionok aktivitásával ellentétes sorrendben követik egymást (25.2 ábra). Legelőször a legkevésbé, utoljára a legkönnyebben oldható sók válnak ki a párolgás miatt egyre változó összetételű, az oldékonyabb ionokban egyre gazdagabbá váló „anyalug”-ból (az eredeti sósvíz maradékából). Ezt elsőként USIGLIO, J.-nek (1849) a Földközi-tenger vízmintáival végzett párolgatási kísérletei, majd azok a kutatások igazolták, amelyeket VAN'T HOFF (1912), JÄNECKE (1923), D'ANS (1933, 1947)



25.2 ábra. A tengervíz evaporitok kiválási sorrendje a bepárolgás okozta térfogat- és sűrűségváltozás következtében, VALYASHKO (1972) nyomán, módosítva

BORCHERT (1940) és BRAITSCH (1962) az óceáni sókőzetek oldódási egyensúlyaival kapcsolatban végeztek.

A tengeri sótelepek kialakulásának folyamatát a következő négy besűrűsödési szakaszra lehet osztani (l. a 25.1 ábrát is).

(a) A kezdeti karbonátfázis során a tengervíz sűrűsége eredeti értékének 3,35-szörösére emelkedhet, és mésztartalma — legalábbis a meleg tengerekben — aragonit alakjában válik ki. Ez azonban hamarosan kalcitá, az árapály övben és afelett pedig dolomitá alakul át. Egyes jelenkori lagúnákban és kontinentális sóstavakban csaknem közvetlenül protodolomit képződik (I. kötet, 14.2911. fejezetrész). A víz alatti korai diagenezissel létrejött dolomitra a felső-perm korú zechstein sótelepek feküldolomitja a legjobb fosszilis példa.

(b) A második vagy CaSO<sub>4</sub>-fázis JÄNECKE (1923) szerint abba a sávba esik, amelyet a tengervíz eredeti koncentrációjának 3,35-szörös, ill. 9,5-szeres értéke határol, és vagy anhidrit, vagy gipsz kiválását eredményezi. E szakaszt mind a kezdeti karbonátfázissal, mind a reá következő kősófázissal rétegváltakozásos átmenet köti össze, s az anhidritképződés lehetősége még a „kemény kálisók” kiválása közben is fennmarad. A sótelepeken való gyakorisága ellenére az anhidritnek túltelített tengervízből való közvetlen kiválását azonban sokáig senkinek sem sikerült elérnie. A tiszta tengervíz besűrítésekor ui. szobahőmérsékleten mindig gipsz válik ki, és ez csak a 700 m-nél mélyebb betemetődésnek megfelelő p/t-viszonyok között (tehát diagenetikusan) változik át kristályvizének elvesztésével anhidritté. Ugyanakkor a part menti szebkháknak a partsugárzás hatására erősen fölhevült, levegővel érintkező, vadózus övében — akár az előzőleg kivált gipsz átalakulása, akár a koncentrált pórúsvizéből történt kicsapódás révén — elsődleges anhidritképződés tapasztalható. E kérdésnek a CODY—HULL (1980) nevéhez fűződő megoldása szerint a CaSO<sub>4</sub>-ra túltelített vizekből éppen 40 °C feletti hőmérsékleten, de csak néhány %-nyi NaCl és bizonyos felületaktív szerves vegyületek jelenlétében nyerhető anhidrit. Szerves anyagok hiányában, a másik két feltétel teljesülése esetén sincs anhidritkiválás. A nagy kálium-koncentrációjú vizekben viszont hígabb tengervíz hozzákeveredése eredményezi az anhidrit-közbetelepléseknek a kálisók közötti megjelenését.

Sókiválás akkor következik be, ha a sót alkotó ionok aktivitásának szorzata túllépi oldhatóságuknak a hőmérséklettől, a nyomás-

tól és az idegen ionok koncentrációjától függő határértékét. Anhidritre ennek az oldhatósági szorzatnak az értéke 1 atm nyomás mellett 20 °C-on kb. 0,4 mol%; 80 °C-on kb. 0,1 mol% (LANGBEIN *et al.* 1982).  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$  és  $Cl^-$  ionok jelenlétében az anhidrit oldhatósága eleinte növekszik; átlagos tengervízben 30 °C-on éri el maximumát (0,6 mol%); a tengervíz besűrűsödésekor azonban ismét csökkenni kezd. Ezért elsődleges anhidritkiválás elméletileg csak akkor következhet be, ha a tengervíz összkoncentrációja kezdeti értékének 9-szeresére növekszik. 40 °C-on az összkoncentrációnak 6-szorosára, 60 °C-on a 3-szorosára kell emelkednie ahhoz, hogy belőle anhidrit csapódjék ki.

A nyomásnak — amely az anhidrit esetében parciális nyomás hiányában elhanyagolható — a gipsz esetében van szerepe. A gipsz oldhatósági szorzata ui. adott nyomáson és hőmérsékleten a  $Ca^{2+}$  és  $SO_4^{2-}$  ionok aktivitásán kívül a  $H_2O$ -aktivitás négyzetétől is függ:

$$K_{gipsz} = a_{Ca^{2+}} \cdot a_{SO_4^{2-}} \cdot a_{H_2O}^2 \quad (25.1)$$

A víz aktivitását pedig az

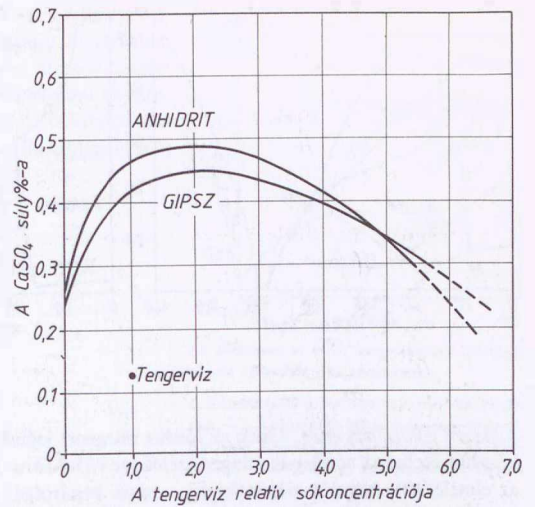
$$a_{H_2O} = P_{H_2O}(\text{oldat}) / P_{H_2O}(\text{tisza víz}) \quad (25.2)$$

egyenlet szerint az oldatban foglalt víz és az azonos térfogatú tiszta víz gőznyomásának a hányadosa szabja meg. Az oldat koncentrációjával tehát annak nemcsak a gőznyomása, hanem ionjainak az aktivitása is csökken. A gipsz oldhatósági szorzata tiszta vízben — a hőmérséklettől csaknem függetlenül — 0,3 mol%. Idegen ionok a gipsz oldhatóságát 30 °C-on 0,5 mol%-ra emelik, erősebb koncentráció-növekedés esetén azonban csökkentik, bár ez a csökkenés az anhidritnél kisebb mértékű. Az anhidritnek és a gipsznek idegen ionokkal és a hőmérséklet-változással szembeni különböző viselkedése miatt a két ásvány oldhatósági görbéje metszi egymást (25.3 ábra). A különböző koncentrációjú tengervízből különböző hőmérsékleteken kiváló szulfátok egyensúlyi diagramját a 25.4 ábra mutatja be.

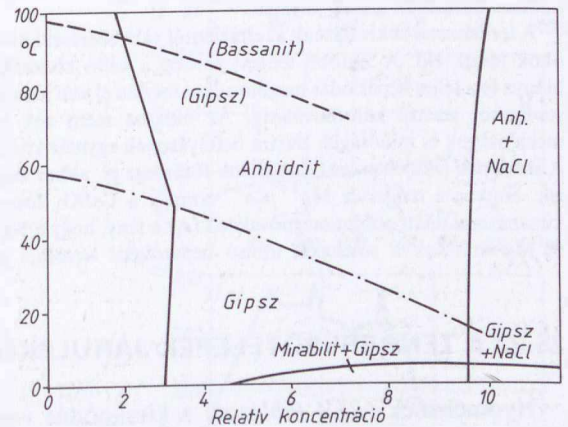
(c) A 3. bepárolgási szakasz a tengervíz NaCl-ra telítettségének a beköszöntésével kezdődik. E hosszú szakasz folyamán a víz összkoncentrációja eredeti értékének 9,5-szöröséről annak 60-szorosáig emelkedik. Főként kősó (halit) válik ki, eleinte kevés anhidrit, majd polihalit + kieserit, végül kieserit és karnallit kíséretében.

(d) A 4. bepárolgási szakasz az eredeti koncentrációnak a 60-szorosára emelkedésével kezdődik, és a legkönnyebben oldható K–Mg-kloridok és -szulfátok igen változatos paragenézisű sorozatainak kicsapódását eredményezi. Ezek összetétele az elsődleges sókiválásnak a hőmérséklettől, a párolgás intenzitásától, a levegő páraéhségétől (gőznyomásától), a víz teljes és parciális töménységétől, az anyalúgban maradó ionok megoszlásától, mennyiségétől, méretétől és aktivitásától, a szervesanyag-tartalomtól, az oldatnak a vízfelek anyagaival való reakciójától, a víz statikus vagy mobilis állapotától, más sósvizek beáramlásától s a létrejött egyensúlyok stabil vagy metastabil jellegétől függ.

Alkotóik oldhatósága alapján a sók telepen belüli megoszlásának elméletileg a 25.5 ábra A oszlopát kellene követnie. A kősótelep alját alkotó, vékony  $CaCO_3$ -réteg fölötti gipsz–anhidrit réteg vastagságának ezt SHEARMAN (1971) szerint csak kevéssel szabadna felülmúlnia, és erre nála 33-szor vastagabb kősórétegnek kellene

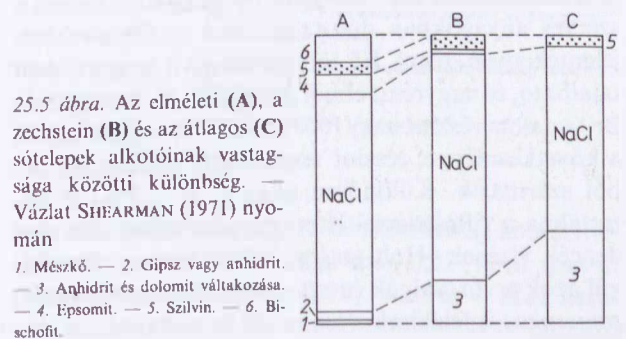


25.3 ábra. A gipsz és az anhidrit oldhatóságának alakulása tengervízben, az átlagos koncentrációra (= 1) vonatkoztatott koncentrációk függvényében, 30 °C-on, POSNJAK (1940) szerint



25.4 ábra. A gipsz és anhidrit stabilitásmezői a bepárolódó tengervíz relatív koncentrációjának és hőmérsékletének függvényében, KINSMAN (1966) szerint

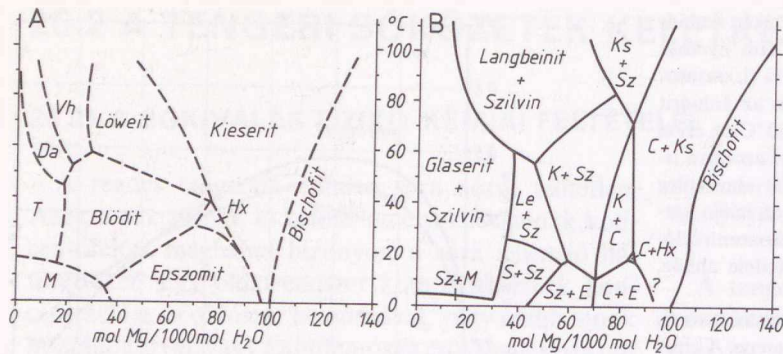
Anh. = anhidrit. — A zárójel az ásványok metastabilitását jelzi.



25.5 ábra. Az elméleti (A), a zechstein (B) és az átlagos (C) sótelepek alkotóinak vastagsága közötti különbség. — Vázlat SHEARMAN (1971) nyomán

1. Mészkö. — 2. Gipsz vagy anhidrit. — 3. Anhidrit és dolomit váltakozása. — 4. Epsomit. — 5. Szilvin. — 6. Bischofit.

következnie. Az utoljára kiváló epsomit, szilvin és bischofit rétegeknek ennél jóval kisebb, de még mindig tekintélyes vastagságot kellene elérniük. A természetben azonban ezek az arányok szinte



25.6 ábra. Evaporitok stabilitásmezői: A) a  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , illetve B) a  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  rendszerben, BRAITSCH—KINSMAN (1978) szerint. — Mindkét rendszer NaCl-re telített

C: karnallit. — Da: dansit. — E: epsomit. — Hx: hexahidrit. — K: kainit. — Ks: kieserit. — Le: leonit. — M: mirabilit. — S: schönit. — Sz: szilvin. — T: thenardit. — Vh: vanthoffit.

sohasem valósulnak meg, s még az ideális rétegsort leginkább megközelítő zechstein sótelepek átlagos szelvénye (25.5 ábra: B) is eltér az elméletitől. A valós viszonyokat — teljes bepárolgás esetén — leginkább a 25.5 ábra C oszlopa közelíti meg. Ezen belül azonban az anhidrit/kősó aránya 1:3 és 100:1 között változhat, s a kálisók részaránya is csekély lehet. Természetes körülmények között tehát a laboratóriumi kísérletekhez képest a  $\text{CaSO}_4$  részaránya nő, a Na- és Mg-szulfátoké pedig csökken. A Mg-hiányt a dolomitosodás és az agyagásvány-kiválás kombinációja idézi elő. A tengervíz koncentráldásának utolsó szakaszában a telepen átszűrődő sósvizek metasomatizálják annak anyagát.

A természetes sókiválásnak az elméletitől való eltérését különféle okok idézik elő. A legtöbb tengeri sótelep a kellő koncentráció hiánya és a teljes bepárlódás megfiúsulása folytán el sem jut a végső stádiumot jelentő kálisókiválásig. Az oldatba ment sók ionjai mennyiségük és minőségük szerint befolyásolják egymás kiválását. A sótelepek fekélyében levő dolomitok főtömege pl. akkor keletkezik, amikor a tengervíz  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  aránya a  $\text{CaSO}_4$  fokozódó kicsapódása miatt erősen megnövekszik. Az a tény, hogy a Na-, K- és Mg-szulfátok a sótelepek utolsó bepárolgási termékei közül

gyakran hiányzanak, FÜCHTBAUER—MÜLLER (1970) szerint részint bakteriális szulfátredukcióval, részint  $\text{Ca}^{2+}$ -ban dús oldatok anhidrit-kiválást okozó beáramlásával magyarázható. A gipszkiválás megindulásáig „előkoncentrált” vagy friss szulfátos tengervíznek a végső szakaszban (vagy azután) történt beáramlása viszont polihalit elsődleges (ill. diagenetikus) képződését idézi elő. Ezzel pedig megváltoztatja a 4. bepárolgási szakaszban teljes szulfáthiány esetén — felülről lefelé — bischoffitból, karnallit + kősóból és kősó + szilvinből, részleges szulfáthiány esetén pedig — szintén felülről lefelé — bischoffitból, valamint kősó + kieserit + kainitból álló rétegsorát. A polihalitkiválás egyébként mindig a kainitréteg vastagságát csökkenti.

A különböző oldatrendszerekre kidolgozott egyensúlyi diagramok — amelyek tömegéből a 25.6 ábrán csak kettőt mutatunk be — megkönyítik ugyan egy-egy sótelep kialakulásának magyarázatát, a folyamatok sokváltozós jellege következtében mégsem általános érvényűek. A sótelepek ásványai a betemetődéssel járó hőmérséklet-emelkedés, valamint a sótestbe hatoló telített és telítetlen oldatok hatására ui. jelentékeny átalakuláson mehetnek keresztül (25.4. fejezet).

## 25.22 A TENGERI SÓTELEPEK JÁRULÉKOS ÉS NYOMELEMEI

Nyomelemek (25.4 táblázat) a kicsapódás vagy a diagenezis során épülnek be az evaporitásványokba. Ezek közül az alábbiakkal külön is foglalkozunk.

**25.221 A bróm (Br) a sótelepek tengeri eredetének geokémiai indikátora.** A mállás során a Br a magmás kőzetek 1,6—2,6 ppm-nyi átlagához képest a szerves anyagokban dús talajokban és üledékekben jelentősen dúsul. Fő tömege mégis a tengervízben található, és nagyrészt ebből is termelik ki. A tengervíz Br-tartalma részint nagy (6687%-os) átviteli értékének a következménye, részint tengeralatti vulkáni gőzökből származik. Különösen nagy (2,3—2,7%) a Br-tartalma a riftesedéssel létrejött, viszonylag zárt medencék vizének (Holt-tenger, Vörös-tenger). Ezenkívül azok a vörösalgák és egyes egysejtűek (*Gloeocapsomorpha*) is felelősek a tengervíz Br-tartalmának dúsulásáért, amelyek ezt az elemet testükben halmozzák fel. A kőszenek 4—5 ppm-nyi, a tőzegek szélső esetben 30 ppm-nyi Br-tartalma a szárazföldi—mocsári növények, a kőolaj 1,6—3,1 ppm közötti Br-mennyisége

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1955) szerint tengeri szervezetek (algák, korallak, csigák) testének bomlásából származtatható.

A Br-ot azonban nemcsak a szerves vegyületek kötik meg. Mivel 1,96 Å-nyi ionrádiusza csak alig nagyobb a klórénál (1,81 Å), jelentős mennyisége diadok helyettesítéssel (vagyis lényeges változást nem okozva) a kloridok rácsába lép be. Elősegíti beépülését, hogy a sók kiválásakor keletkező maradékokban a Br feldúsul. Ezért a Br mennyisége a bepárolgás erősödésével kiváló ásványokban — tehát egyrészt a kálisó-fázisban is képződő kősóban, másrészt a kősótól a kainiton, karnalliton át a szilvinig haladva is — egyre növekszik (25.7 ábra). Az oldat  $\text{MgCl}_2$ -tartalma a Br-nak mind a négy ásványba való beépülését arányosan csökkenti. A kősó, a kainit, a karnallit és a szilvin Br-tartalma ezen ásványoknak a 4. sókiválási szakaszban történt egyidejű kiválása esetén kb. az 1:3,5:7:10 arányt követi (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970).

Kiértékelésre a kősó Br-tartalma a legalkalmasabb, ami KÜHN (1968), BRAITSCH (1962) és BRAITSCH—HERMANN (1963) szerint

a kieserit/karnallit határon	0,028—0,048%-ot,
a polihalit/kieserit határon	0,023—0,028%-ot,
a kősó/polihalit határon	0,017—0,023%-ot,
az anhidrit/kősó határon	0,003—0,017%-ot

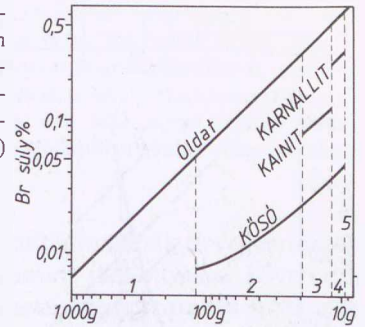
tesz ki. Ez a tapasztalati adatsor teszi lehetővé, hogy egy izolált kősó-előfordulásról is megállapíthassuk Br-tartalma alapján, hogy a tengeri sóképződés melyik bepárolgási szakaszában képződött, tehát, hogy remélhető-e felette kálisó is.

Egy-egy nagy vastagságú sósorozat Br-tartalmának diagramban való ábrázolása a sókiválási körülmények változásairól nyújt tájékoztatást (25.8 ábra). A bróm-görbe lapos volta (1) NaCl-re telített tengervíz folytonos beáramlása közbeni bepárolgást, íves emelkedése (2) statikus — beáramlás nélküli — bepárolgást, meredek emelkedése (3) pedig erősen koncentrált tengervíz beáramlása közbeni bepárolgást valószínűsít (25.8 ábra: A).

Eszerint a stassfurti „anhidrit-régió” keletkezése (25.8 ábra: B) valószínűleg NaCl-re telített tengervíz folyamatos beáramlása közben történt; a Br-görbe végének meredekségét a besűrűsödés erősödése és a kálisók megjelenése okozhatta. A Werra-sorozat Br-görbéjének meredek emelkedését (25.8 ábra: C) koncentrált tengervíz beáramlásának, hegyes maximumait a kálisók megjelenésének, visszaeséseit pedig híg tengervíz beáramlásának tulajdoníthatjuk (KÜHN 1968; FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970).

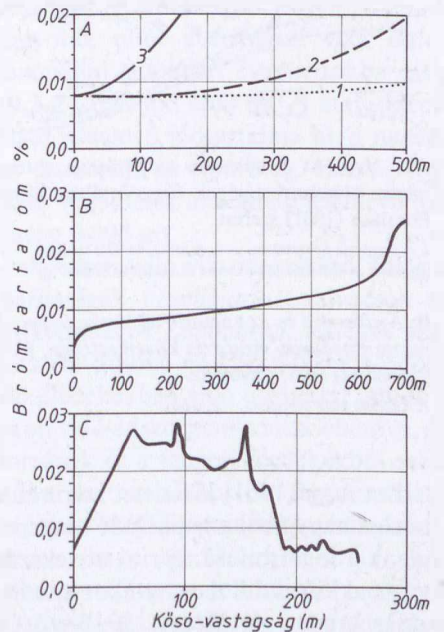
**25.222 A stroncium (Sr) rézsarányát a tengeri eredetű vízmentes sókban 0,023%-ra becsülik.** Ez a mennyiség a magmás, metamorf és üledékes kőzetek összes Sr-tartalmának kb. a fele. A Sr-nak a Ca-mal való geokémiai rokonsága folytán a Sr a Ca-ot a sókiválás CaSO<sub>4</sub>-os szakaszában diadoch módon helyettesítheti. A Ca-karbonátos szakasz kőzeteinek 0,034%-os átlagos Sr-tartalma még nagyjából csak a dolomittartalmú, nem evaporitos karbonátkőzeteknek felel meg. A kis hőmérsékleten képződő kalcit és dolomit szorosan záró kristályrácsában ui. nincs elég

25.7 ábra. Az evaporitásványokba beépült Br-tartalom változása az átlagos tengervíz 25 °C-on történt bepárolgatásának különböző szakaszaiban, BRAITSCH (1962) szerint



Az abszcissza az oldat mennyiségének párolgás okozta változását jelzi grammokban.

1. Koncentráció a NaCl-re való telítődés kezdetéig — 2. Kősó kiválás blódit és epsomit kíséretében. — 3. Kősó és kainit kiválás Mg-szulfát kíséretében. — 4. Kősó és karmallit kiválás kieserit kíséretében. — 5. Bischofit kiválás.



25.8 ábra. A KÜHN-féle (1968) brómszelvények

A: A kősó Br-tartalmának elméleti változása (1) hozzáfolyás nélküli bepárolgásnál, (2) NaCl-re telített tengervíz beáramlása mellett, (3) a medencebeli sűrűbb („előkoncentrált”) tengervíz beáramlásakor.

B: A stassfurti sorozat „anhidrit-régió”-ja kősó összetételének Br-szelvénye.

C: A Werra-sorozat kősóösszetételének Br-szelvénye.

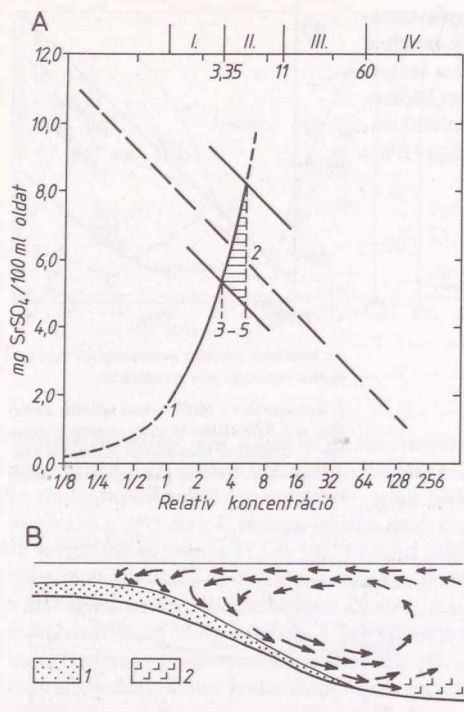
hely a Sr ionjai számára. Ezzel szemben az anhidrittelepek Sr-tartalmának átlaga már 0,227%-ot tesz ki (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). A 3. és 4. fázis ásványai — a 0,1%-nyi Sr-ot rejtő és Ca-ot is tartalmazó polihalit kivételével — viszont Sr-ban igen szegények.

A sóösszletek Sr-tartalmának azonban csak kb. 1/3-a van sóásványokba beépülve, 2/3-a önálló ásványokat — főleg cölesztint (CaSO<sub>4</sub>) — alkot. MÜLLER

25.4. táblázat. A tengervíz járulékos és nyomelemeinek mennyisége\*

Elem	ppm	Elem	ppm	Elem	ppm
Br	65	Mn	0,004	La	0,0003
Sr	8	U	0,003	Ag	0,0003
B	4,8	As	0,003	Ne	0,0003
Si	3,0	Cu	0,002	Sn	0,00018
F	1,3	V	0,002	Cd	0,00011
N	0,5	Al	0,001	Se	0,0001
Li	0,2	Ti	0,001	W	0,0001
Rb	0,12	Th	0,0007	Ge	0,0001
P	0,07	Co	0,0005	Cr	0,00005
J	0,05	Ga	0,0005	He	0,00005
Ba	0,013	Sb	0,0005	Sc	0,00004
In	0,02	Ce	0,0004	Hg	0,00003
Mo	0,013	Y	0,0003	Bi	0,00002
Zn	0,01	Pb	0,0003	Tl	0,00001
Fe	0,007	Cs	0,0003	Au	0,000004
Ni	0,005			Ra	$3 \times 10^{-11}$
Zr	0,004			Ru	$9 \times 10^{-15}$

\* WEDEPOHL (1966) szerint.



25.9 ábra. A: A cölesztin oldhatósága a tengervíz relatív koncentrációjának függvényében MÜLLER—PUCHELT (1961) szerint

1. A tengervíz Sr-tartalma. — 2. A  $\text{SrSO}_4$ -kiválás területe. — 3 és 5: A tengervíz Sr-tartalmának három-, ill. ötszörös értéke.

B: A cölesztin és az anhidrit sekélyvízi leülepedése a partra merőleges vízkörzés következtében, RICHTER—BERNBURG (1955) nyomán

1. Anhidrit vagy cölesztin. — 2. Kősó.

—PUCHELT (1961) kísérletei szerint a cölesztin oldhatósága nagyjából a bepárlódó tengervíz koncentrációjának a logaritmus szerint növekszik. A cölesztinkiválás akkor indul meg, amikor a tengervíz koncentrációja eredeti értékének 3—5-szörösére emelkedik, vagyis az 1. és 2. bepárlási szakasz határzónájába kerül. Ezt a kísérletekből leszűrt megállapítást a sósta-

vakban és a DK-ausztráliai lagúnákban létrejött ásványtársulások is megerősítik. Karbonátközeteknek az elsődleges cölesztinkiválásuktól szövetileg különböző, diagenetikus cölesztin-társulásai bizonyára az aragonit kalcitá válásakor felszabaduló Sr-mennyiség hatására alakulnak ki.

Önálló evaporitos cölesztintelepek akkor képződnek, amikor a karbonátkiválás már megszűnt, de a  $\text{CaSO}_4$  lerakódása még nem indult meg, s ezt az állapotot a tengervíznek a sós medencébe való folytonos beáramlása hosszabb időn át fenntartja úgy, hogy a fáciesek oldalirányban elkülönülnek egymástól. A nagyobb cölesztin-előfordulások valóban mindig egykori tenger alatti küszöbökön vagy medenceszegélyeken találhatók. Az itt erősebben fölmelegedett és koncentrálódt, sűrűbb sósvíznek a medence mélyebb részeibe való visszafolyása olyan vízkörzést indít meg, amely a mélységek feletti hígabb tengervíznek a part vagy a víz alatti kiemelkedések felé áramlását tartósan biztosítja (25.9 ábra). Ilyen viszonyok uralkodtak pl. az alsó-szászországi felső-malm tengernek egy küszöbsor által részmedencékre osztott területén. A kiemeltebb helyzetüknél fogva kőolajtárolásra is alkalmassá vált hajdani küszöbök egyikén fúrásokkal kb. 20 m-es mélységközben feltárt cölesztintelepen belül MÜLLER (1962) 6 ritmusosan ismétlődő tagot ismert fel. Ezek mindegyike karbonátközzel kezdődött, és karbonát-cölesztin keverék-közet közvetítésével csaknem tiszta cölesztinbe ment át. Erre cölesztin és anhidrit váltakozása következett, majd a sort tiszta anhidrit zárta. Eszerint a küszöb felett besűrűsödött tengervíz koncentrációja hat alkalommal a karbonát- és a szulfátkiválás határán ingadozott, s a cölesztin kicsapódása az anhidritkiválás megindulásával szűnt meg.

**25.223 A bór (B)** a természetben csak oxivegyületek alakjában jelenik meg. Oxisóinak a szilikátokéra emlékeztető sokaságát nagy vegyértékéből és kicsiny ionrádiuszából következő nagy ionpotenciálja magyarázza. A különböző magmás kőzetek 1—30 g/t közötti B-tartalmával szemben az üledékes kőzetek két nagyságrenddel több B-t tartalmaznak.

Ez nagyrészt a vulkáni gőzök és a magmás kapcsolatú hévizek nagy B-tartalmával magyarázható; ezen keresztül ui. az üledékek a magmatitok megkerülésével jelentékeny B-mennyiségeket nyernek. A mállás során a B bórsavként és oldható borátokként megy oldatba; mai tengervízi átlaga 0,48 g/m<sup>3</sup>. Az intenzív vulkáni működés, valamint a B felvételére alkalmas agyagos üledékek kisebb mennyisége miatt a prekambriumi tengerek ennél jóval több B-t tartalmazhattak. A tengerbe kerülő és a tengeri üledékekben lekötött B-tartalom közötti mai egyensúly csak a prekambrium vége óta áll fenn. A különböző szárazföldi és tengeri üledékek B-tartalma felől a 25.5 táblázat tájékoztat. A B tengeri agyagokban való felhalmozódása olyan jelentékeny lehet, hogy azok metamorfózisakor 1—5%-nyi turmalin ( $\text{H}_4\text{NaFe}_3\text{B}_3\text{Al}_6\text{Si}_6$ ) is keletkezhet. Sóttelepeken viszont a turmalin késő-diagenetikusán is létrejöhet. A B agyagokban való felhalmozódását az illit dioctaédes rácsában az Al atomok helyére tetraédes koordinációban való beépülése segíti; ez ui. a B ionszere útján való távozását lehetetlenné teszi. A tengeri agyagok általában kétszer annyi B-t tartalmaznak, mint a nem-tengeriek. Ezért az agyagok B-tartalma a tengeri és a nem-tengeri környezetek biztos jelzője.

A bór biofil elem. Alsóbb rendű tengeri szervezetek a vázukba is beépítik. Jóllehet a magasabb fejlettségű állatok számára mérgező hatású, a száraz növények körében növekedés-szabályozó szerepet játszik, és hiánya betegségeket okoz. Ezért nagy — átlagosan 600,

25.5. táblázat. Néhány szárazföldi és tengeri üledék bór-tartalma\*

Az üledék neve	Bórtartalom (ppm)
Bauxitok	} nagyon kevés
Tűzálló agyagok	
Kovaüledékek	
Mészkövek	3—9
Tengeri vasoolitok	73
Tengeri agyagok	90—130
Glaukonitos üledékek	155
Glaukonit	300

\* SZÁDECZKY-KARDOSS (1955) adatai szerint.

max. 3000 g/t — a mennyisége a kőszeken hamujában. Viszonylag nagy B-tartalmú azonban a kőolajterületek sósvize is.

A szárazföldi és a tengeri bór-oldatok túlnyomórészt evaporitok alakjában, háromféle formában kristályosodnak ki: (1) vulkáni gőzökkel közvetlen kapcsolatban sassolin  $[B(OH)_3]$  és larderellit  $[NH_4B_5O_8 \cdot 2H_2O]$  keletkezik; (2) szárazföldön főként Ca- és Na-borátok jönnek létre (25.3 táblázat), mert a folyóvizek kationjai közül a  $Ca^{2+}$  és a  $Na^+$  mennyisége a legnagyobb (25.1 táblázat); (3) a tengeri sótelepek kieserit-karnallit övében főleg Mg-borátok csapódnak ki (25.2 táblázat), mert a NaCl kiválása utáni anyalúgnak a  $Mg^{2+}$  a fő kationja. A danburitnak nevezett Ca-borátot ( $CaB_2Si_2O_8$ ) fő előfordulásának, a németországi Zechstein-2 sóösszlet „Basalanhydrit”-jének is csak egyes részeiről mutatták ki (FABIAN *et al.* 1961).

Az üledékek B-tartalma és borátásványai alapján az üledékgyjűjtő ós-sótartalmára is következtetni lehet. Óvatosságra int azonban, hogy a B-nak a tengervíz besűrűsödése közben viselkedése részleteiben még ma sem tisztázott. Ennek az a fő oka, hogy a borát kiválás még a bórta túltelített oldatokból is csak tetemes késéssel indul meg. Mivel a borát kiválás a többi evaporiténál lényegesen hosszabb időtartamot igényel, annak szingenetikus vagy diagenetikus jellege BRAITSCH (1962) szerint nem is dönthető el.

**25.224 A fluor (F)** a legelektronnegatívabb, rendkívül reakcióképes, típusosan szedimentofil elem. SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1955) szerint a magmás kőzetek közül különösen a savanyú és alkáli jellegűekben dúsul. Ellenálló ásványai (a topáz, a fluorocsillámok, a fluorit) *torlatokon* halmozódhatnak fel. A fluoritból  $CO_2$ -tartalmú vizekben igen lassan kioldódó, vagy a hidrotermákkal, vulkáni exhalációkkal felszínre kerülő fluor egy részét az üledékképződés során az agyagok (500 g/t) és a mészkövek (250 g/t) adszorbeálják. Legnagyobb részét azonban a szerves és szervetlen eredetű üledékes *foszfátkőzetek* fluorapatitja köti meg (III. kötet, 29. fejezet). E kőzetek minimálisan 2% (20 kg/t) fluort tartalmaznak. A F-nak az apatitba való beépülését 0,75-ös ionpotenciáljának a  $(PO_4)^{3-}$  1,0 ionpotenciáljához való közelsége magyarázza. A fluorapatitból való kioldódását pedig ionpotenciáljának az  $OH^-$  és a  $CO_3^{2-}$  gyökökével (0,75, ill. 0,78) azonos értéke teszi lehetővé.

A tengervíznek az édesvizekéhez képest többnyire nagyobb (1,3 ppm-nyi) F-tartalmát az evaporáció tovább dúsíthatja. A sóösszletekben a F fluorit ( $CaF_2$ ), ritkábban sellait ( $MgF_2$ ), apatit  $[Ca_5(F, Cl)(PO_4)_3]$ , isokit ( $CaMgFPO_4$ ) vagy wagnerit ( $Mg_2FPO_4$ ) alakban jelenik meg. A fluorit oldhatóságának minimumát (4 mg/l) — a cölesztinéhez hasonlóan — a tengervíz koncentrációjának 3–4-szeresénél, az anhidritkiválás kezdete előtt éri el. Ezért a sóösszletekben a fluorit is közvetlenül az anhidritek alatt települő karbonátok tetejéhez kötődik, és vagy lencsék, vagy hosszabban is követhető (5–10 cm vastagságú) réteget alkot (pl. a német zechstein „Platten-

dolomit”-jában, vagy a SZU és az USA számos hasonló előfordulásán: FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970). STRAKHOW (1963) szerint ösföldrajzilag a SZU-beli üledékes fluorit-előfordulások mindegyike tengeralatti hátságok vagy szigetek sekély vízzel fedett és karbonát kiválással jellemzett részeire esik. Más szovjet kutatók viszont e fluoritkiválások keletkezésénél fluorban gazdag vizek beáramlásával is számolnak.

**25.225 A jód (J)** ionrádiuszának és vegyértékének változékonysága, valamint illékonysága következtében jellegzetesen diszperz, szedimento- és biofil elem. Fontos hatást gyakorol az élő szervezetek anyagcseréjére; hiánya az embernél és az állatoknál egyaránt betegséget (golyvásodást) okoz (STRAUB 1941, 1950). A jód 0,3 g/t-nyi magmás átlaga a folyóvizekben ugyan — illékonysága következtében — 0,003 g/t-ra csökken, a tengervízben azonban 0,05 g/t-ra emelkedik. A tengervíz jódtartalma egyébként annak összkoncentrációjával együtt növekszik: a Vörös-tenger jódtartalma nagyobb, mint a felhígult vizű Balti-tengeré. Mindazonáltal a tengeri evaporitokba csak kevés (0,005–0,2 g/t-nyi) jód épül be. A maradékok HJ alakban jelenlevő jódtartalma ui. a napsugárzás hatására disszociál, és elpárolog. Ezért a légkörben különböző vegyületek alakjában jelenlevő jód átlagos mennyisége 0,005 g/t.

A jódnak a tengerben való visszatartásáról főleg a diatomák, a barnaalgák (*Laminaria*), szivacsok és korallak gondoskodnak. A *Laminariák* testének szárazanyaga 1%, a szivacsoké és koralloké 8% jódot tartalmaz. A jód üledékekben való dúsulását annak a szerves anyagokon való adszorpciója teszi lehetővé, de a magmás hőforrások és a tengeri üledékekből származó, konyhasós artézi vizek is sok (2–9 g/t), eredetileg szerves anyagokon megkötött jódot tartalmazhatnak. Kiemelkedően nagy — 92,2 g/t — az alsómiocén-felső-oligocén rétegsor különböző mélységű rétegeiből mélyszivattyúzással 25 l/p mennyiségben termelő *Sóshartyán-2. sz.* 600 m-es kút vizének jódtartalma. A jód legnagyobb mértékű, *lauterit*  $[Ca(JO_3)_2]$  és *dietzeit*  $[Ca(JO_3)_2 \cdot CaCrO_4]$  alakjában megjelenő dúsulása azonban a chilei salétromtelepek „caliche”-jéből ismeretes (25.334. fejezetrész).

**25.226 A stabil izotópok.** Az evaporitok genetikai célú vizsgálatára különösen a *kén* (S) alkalmas, amelyet a Canon Diablo nevű meteorit troilitjának  $^{32}S/^{34}S$  hányadosához (= 22,21) mint nullponthoz viszonyítanak olyképpen, hogy a mért koncentrációnak ezen standardtól való eltérését  $\delta^{34}S$  jelzéssel ‰-ben fejezik ki. A tengervízi szulfátokba a kénizotópok tengervízi arányuknak megfelelően, szelektálódás nélkül épülnek be. A  $\delta^{34}S$  értékek földtörténeti alakulását kifejező görbe — az óceáni fotoszintézisnek az anaerob szulfátredukcióval szembeni uralomra jutása következtében — a proterozóikum és a kambrium

határán 30—35% közötti maximumot ér el. Ezt a permben 10—15, s a krétában 15%-es értékekkel egy-egy minimum, a jelenkorban pedig egy kisebb (20% körüli) maximum követi (CLAYPOOL *et al.* 1980). Kicsiny  $\delta^{34}\text{S}$ -értékek tehát egyfelől a perm evaporitok korának az eldöntését is lehetővé teszik. Másfelől azoknak a terciér evaporitoknak a perm evaporitokból való átülepítését valószínűsíthetik, amelyek  $\delta^{34}\text{S}$

értéke 20% alatt van (G. MÜLLER *in* FÜCHTBAUER 1988).

A tengeri és a kontinentális evaporitok elkülönítésére a bór  $^{10}\text{B}/^{11}\text{B}$  izotóparányai használhatók. SWIHART *et al.* (1986) szerint ui. a tengeri borátok sokkal nehezebbek ( $\delta^{11}\text{B} = 25 \pm 4\%$ ), mint a nem-tengeriek ( $\delta^{11}\text{B} = -7 \pm 10\%$ ). A borátok térfogatsúlya tehát biztosan utal az üledék eredetére.

## 25.23 A TENGERI EVAPORITOK MEGJELENÉSI FORMÁI

Az evaporitásványok 1—2 cm-es gumók, továbbá sajtalakú, autigén kristályok formájában más üledékek kis mennyiségű alkotórészeiként is gyakoriak (25.10/a ábra). Autigén anhidrittel pl. főleg homokkövekben, autigén gipszsel agyagokban és agyagpalákban, mindkét ásvány — olykor már kalcitosodott — gumóival és izolált kristályaival pedig dolomitokban találkozhatunk. Az anhidritet, gipszet és más kőzeteket harántoló, rostos gipszerek vagy az agyagpalákban található gipszrozzetták és -euhedronok mindig dia- vagy epigenetikusak.

Az önálló tömegeket és/vagy rétegeket alkotó sókőzeteket már szabad szemmel vagy lupéval is felismer-

hető kristályos szövetük, túlnyomórészt fehér vagy világosszürke, olykor bitumentől sötétszürke, hematittól pedig vöröses színűk, többnyire kis keménységűk, vízben oldódó fajtaikat pedig sajátos ízük alapján viszonylag könnyű azonosítani. A Cl-tartalmú sókőzetek kristályegyedei gyakran több mm, sőt cm átmérőjűek; a gipsz szelenites ikerkristályai >1 m hosszúságot is elérhetnek. Ezzel szemben az anhidrit, a polihalit és a kieserit — a kristályegyedek kicsinyisége miatt — sokszor márványszerűen tömött. Az alabástromnak nevezett, finomszemcsés és hófehér gipszet könnyebb karcolhatósága és rossz hővezetőképességéből eredő meleg tapintása alapján, HCl-próba nélkül is biztosan el lehet különíteni a  $\text{CaCO}_3$  anyagú márványtól.

Am a sókőzetek egyike sem teljesen tiszta. A kősótelepek anyagából gyakran anhidrit, dolomit, kalcit, pirit, kvarc, limonit, hematit, hauerit, kén, cölesztin, markazit, barit, kaolinit, gipsz, danburit, boracit mutatható ki. A kiszorítási, helyettesítési, kristálynövekedési folyamatok sokszor sajátos, csak mikroszkóppal tanulmányozható szöveti elrendeződést eredményeznek. A sókőzetek szerkezetének és szövetének tanulmányozása fontos genetikai, rétegtani és ösföldrajzi—fejlődéstörténeti következtetésekre nyújt lehetőséget. Ezenkívül nagy segítséget nyújt a műrevalóság és értékesíthetőség megítéléséhez is.

**25.231 Kőzetszerkezet.** A sókőzetek többsége erős diagenetikus átalakulása ellenére is megőrzi eredeti rétegességének típusát, ami sok genetikai információ forrása. A gipsz és az anhidrit többé-kevésbé vékony lemezei gyakran homokkő-, aleurit-, agyag(kő)- vagy dolomitlemezekkel és -rétegekkel váltakoznak. A barna, bitumenes filmekkel elválasztott, csapásmentén messze követhető, de csak néhány mm vastagságú gipsz- és anhidritlemezek sorozatát RICHTER-BERNBURG (1955) nyomán éves periódusú varvitnak tartják. Idegen anyagok közbetelepülésein kívül az evaporit rétegességét anyagának flázeres, szalagos-breccsás, eres-szalagos vagy rostos szerkezete, különböző szemcsenagyságú sávokra tagolódása, vagy idegen anyagba ágyazott gumóinak párhuzamos sorokba rendeződése teszi feltűnővé. A gumós szerkezetű anhidritet, az anhidrit és dolomit hullámosan, horizon-



25.10/a ábra. Gipszcsomó (fehér) anhidrit-kristályokkal dolomitos aleurolitban. — Alsószalmavár-1. sz. fúrás: 437,4 m. — Nádaskúti Dolomit Tagozat. — Alsó-triász. — Foto: TÓTHNÉ MAKK ÁGNES. — 15,7 ×

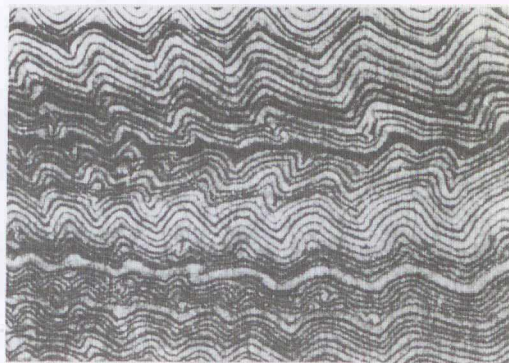
tálsan és ferdén rétegzett, de erős korai diagenetikus képlékeny deformációt mutató váltakozását általában a part menti szebkhák üledékének tartják (25.242. fejezetrész). A *szicíliai* litorális–lagúnás felső–miocén ritmikus felépítésű gipszhomokjaiban a párhuzamos horizontálistól a keresztretegességig, a vékony- és vastagrétegtől a rendszeren és fordítva gradáltig a törmelées közetek csaknem minden fontosabb rétegeességi formája jelen van. Keresztretegzés például a lengyelországi wieliczki középső–miocén evaporitokban is előfordul.

A szicíliai anhidritgumók HARDIE—EUGSTER (1971) szerint a szupratidális öv talajvíztükre fölött keletkeztek. Az anhidrit–dolomit anyagú, gyakran hullámos laminitik algaszőnyeg által „megfogott” viharüledékek. A gradált evaporitrétegek is élénken mozgó, vihar korlácsolta vízből ülepedtek le. A ferdén rétegzett, finom szemű szulfátok a csöndes vízmozgású, sekély lagúnák időszakos üledékei. Az algaszővedéken át növekvő, hatalmas szelenit-kristályok pedig olyan, vízmozgás nélküli helyeket jelölnek, ahol az ásványnövekedés folyamatosságát semmi sem zavarta. A lapos görgetegekből álló konglomerátumok viszont a kiszáradt algás laminitik felszakított darabjainak átülepítésével képződött, intraformációs durvatörmelékek.

Némelyik evaporittelep *víz alatti tömegmozgások* nyomait őrzi. Anhidrittömböket tartalmazó oliszotztrómák ismeretesek pl. a Harz-hegység D-i szegélyének felső–perm (zechstein) korú Werra-sorozatából (MEIER 1975). Márgás–agyagos üledékek tömegmozgásából származó kősó, kárpáti fiis, valamint miocén korú kőzetek olisztolitjait tartalmazó — korábban tektonikus eredetűnek vélt — üledékes óriásbreccsát mutatott ki a Lengyel Kárpátok előterében levő wieliczki sótelepek fedőjéből KOLASA—ŚLĄCZKA (1985) is.

A jól rétegzett *gipsz és anhidrit* egyik feltűnő diagenetikus sajátága lemezeinek különböző típusú, valószínűleg poligenetikus *gyüredezettsége* (25.10/b ábra).

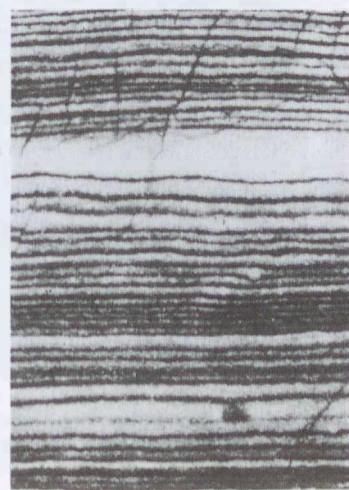
Ennek létrejöttét sokáig az anhidrit gipszre alakulása okozta 30–60%-os térfogat- és feszültség-növekedésnek tulajdonították. Az anhidritben talált gyüredezettséget GAERTNER (1932) az elsődleges gipsz ülepedés utáni megcsuszamlásával, majd anhidritre alakulásával magyarázta. MEIER (1975) a megcsuszamlás okát az üledékképződéssel egyidejű földrengés-hullámokban vélte megtalálni. MEISSNER (1976) viszont az anhidritredőknek egy kb. méteres sugarú kör területével nagyjából párhuzamos lefutása alapján azok kompaktációs eredetét valószínűsítette. A deformáció LANGBEIN (1983) szerint akkor következik be, ha az elsődleges gipszre ható diagenetikus részfolyamatok közül a korai cementációt későbbi anhidritesedés és tömörödés követi. A gipsz korai cementációja ui. akadályozza a tömörödést, kompaktáció tehát csak a kőzet anhidritesedésekor léphet föl. A gipszből ekkor kilépő kristályvíz viszont belső feszültséget okoz. A képződő anhidrit és a kilépő víz együttes térfogata ui. kb. 10%-kal nagyobb a gipsz azonos molmennyiségének térfogatánál. Ezért a korábban még szilárd kőzet olyan likvidizált halmazáll. válik, amelynek szemcséit minden oldalról víz veszi körül. Ez az anyag már csekély külső hatásra is izometrikusan deformálódik. Azért éppen így, mert az anhidritesedés is koncentri-



25.10/b ábra. Finomlemezes gipsz diagenetikus átalakulása következtében meggyüredezett anhidrit („deformit”) a Harz-hegység D-i előterének felső–perm (zechstein) korú Werra-sorozatából. — LANGBEIN (1983)

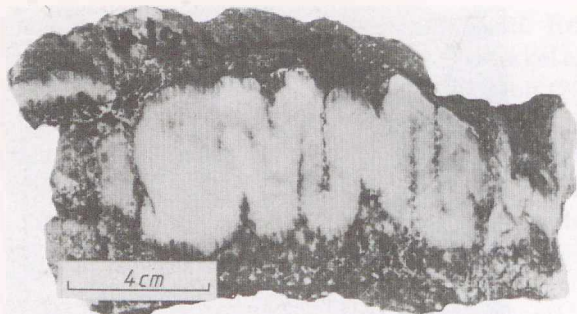
kusan terjed az egyes kristályosodási központok körül. A létrejött deformált laminitik („deformitok”) viszonylag nagy lemezvastagságát a cementáció alkalmával beléjük rakódott szulfátmennyiség magyarázza.

LANGBEIN (1983) szerint a Ca-szulfátok *lemezvastagsága* az anhidritesedés, a kompaktáció, ill. a cementáció időrendjétől függ. Ha az elsődleges gipsz anhidritesedését fedőnyomás kíséri, akkor az anhidritesedéssel járó 38%-os porozitásnövekedést a tömörödés hatástalanítja. Mivel a tömörödés következtében cementáció nem lehetséges, a keletkező „kompaktit” térfogata a gipszének 1/4-e lesz (25.11 ábra). — Eleendő fedőnyomás (kompaktáció) hiányában viszont az elsődleges gipsz anhidritesedésekor felszabaduló pórusokat anhidritcement tölti ki, ez pedig megakadályozza a kőzet későbbi tömörödését. Ily módon a gipsz-állapot lemezvastagságát nagyjából fenntartó „cementit” keletkezik.



25.11 ábra. Vékony rétegű medencebelseji gipsz átalakulása és tömörödése következtében keletkezett lemezes anhidrit („kompaktit”), rétegterhelés okozta repedésekkel

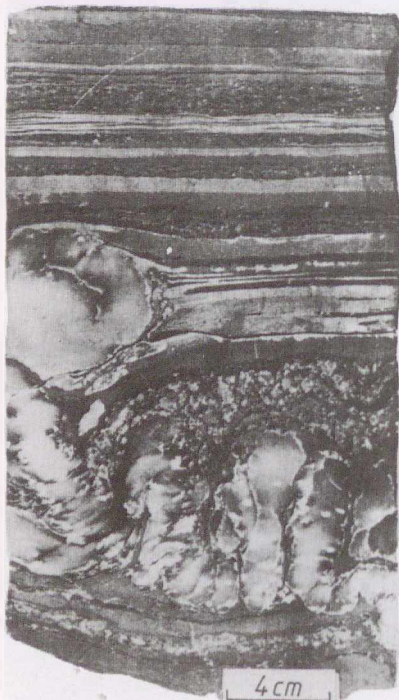
A németországi felső–perm (zechstein) Werra-sorozatának a Harz-hegység előterében, Steigerthal és Appenrode között levő feltárásából. — Foto: LANGBEIN (1983).



25.12 ábra. Gipszszé alakult korábbi anhidrit enterolitikus „kígyószerkezet”-e

Dorset, Anglia. — Felső-júra, a purbecki emelet alsó része. — Foto: SHEARMAN (1979).

Az anhidrit gyüredezettségének LANGBEIN-féle (1983) hipotézise azonban csak egész lemez sorok homogén deformációjára lehet érvényes. A nagyon összszorult anti- és szinklinálisokból álló (németül Schlangenstrukturnak nevezett) „enterolitikus” (= bélformájú) redőknek (25.12 ábra) redőzetlen rétegek közé zárt, „magányos” rétegre szorítózkodását ui. nem magyarázza. Arra sem ad választ, hogy a közrefogó rétegek az egységesen ható, utólagos fedőnyomás mellett miért maradtak gyüretlenek. A gipsz elsődlegességéből kiinduló magyarázata egyébként is ellentétes a jelenkori Abu Dhabi szebkhárról származó tapasztalattal.



25.13 ábra. Kígyószerkezet kialakulása egymás melletti anhidritgumók összekapcsolódásával

A werlinghami fúrásból (Dél-Anglia). — Felső-júra, a purbecki emelet alsó része. — Foto: SHEARMAN (1979).

lattal. Itt ui. SHEARMAN (1979) cáfolhatatlan megfigyelése szerint a „kígyószerkezet” a törmeléken üledékanyag rovására függőlegesen növekvő anhidritgumóknak fedőnyomás nélkül, pusztán a helyszűke miatt bekövetkező összekapcsolódásával jön létre (25.13 ábra). Mivel redők csak az anhidritgumókat tartalmazó rétegben képződnek, a fekvő és a fedő réteglemezei horizontálisak maradnak. Ez természetesen nem zárja ki annak lehetőségét, hogy az anhidritgumók fölfelé irányuló növekedése a szomszédos fedőlemezeket kis diapírok módjára föl ne hajlítsa.

A kősótelepek anyaga tömeges, durvakristályos vagy vékony rétegű. A 3–15 cm vastag kősórétegeket agyag-, polihalit-, anhidrit-, esetleg dolomitlemezek, -lencsék vagy -padok választják el. Az agyag mennyiségének felszaporodása esetén a kősó kocka alakú kristályai mintegy úsznak az agyagban. Máskor anhidritzárványos (és emiatt sötét és „felhős”), valamint fehér és tiszta kősórétegek váltakoznak egymással. A kősó, az agyag és a Ca-szulfátok bensőséges keverékét az alpi előfordulásokon „Haselgebirgé”-nek nevezik.

Kristályainak könnyű siklathatósága miatt a kősó már viszonylag alacsony p/t viszonyok között „folyni” kezd. Eltemetett helyzetéből az eredetileg egyenletes vastagságú telepére nehezedő differenciált fedőterhelés hatására, a fedőrétegekénél kisebb fajsúlyánál fogva gyürt belső szerkezetű sódómot alkotva, meredek határfelületek mentén felszinközelbe tör (25.14 ábra). A sódóm (sózsemölcs) keletkezését gyöngye tektonikai oldalnyomás, a fedőt átszelő törések is megkönnyíthetik. A több száz m-re felnyomuló sötét fölötti, összetöredezett sórétegek könnyen oldható anyagait a beléjük szivárgó talajvíz kioldja, és így roskadási breccsa keletkezik. A sötét ezen, már eleve összetört részének kevésbé vagy egyáltalán nem oldható alkotórészei (az anhidrit és a szilikátos anyagok) a keletkezett üregek beomlása miatt kaotikusan összekeveredve, anhidrit- (ill. gipsz-) sapka alakjában védik meg a sötét mélyebb részét a kioldódástól. A felszín alatti oldódást a külszínen tál alakú sötöbrök és mély beszakadások jelzik. Ezeknek és a felszínre került sósziklák kimart karrfelületeinek együttese gyorsan változó morfológiájú sókarsztot eredményez. Az oldást végző talajvíz a sókarszt alkalmas helyein sóforrások alakjában lép felszínre, a nagyobb beszakadásokban pedig sóstavakat formálva gyülik össze. Középsőmiocén kősótelepekhez kapcsolódó sódiapírok és sókarsztok láncolata szegélyezi pl. az Erdélyi-medence peremét (Marosújvár, Torda, Szamosújvár, Dész, Parajd, Felsősófalva, Vízakna). Ezek egyikén fejlődött ki a nyári évszakban erősen fölmelegedő szovátai Medvetó (I. kötet, 8.33. fejezet). Az anhidritnek a kősónál sokkal lassúbb oldódását azok a középkori északolasz (Pisa) és dél-németországi templomtornyok szemléltetik, amelyek anhidrittelepek fölött épültek,

és az évszázadok óta tartó, fokozatos süppedés következtében — összeomlás nélkül — ferdültek el.

A káli- és Mg-sók rétegzettségét elsősorban padjaik eltérő ásványtani összetétele okozza. A „keménysók” a szulfátok vagy az agyag helyenkénti feldúsulása következtében általában flázeres szerkezetűek. A többnyire vörös színű karnallit rétegzettségét inkább csak fehéres kieserit-közbetelepülések esetén lehet felismerni. Karnallit és kősó váltakozásakor a kősó összetört darabjai — gyakran kieserit gumókkal társulva — keverednek a karnallit anyagával. A többnyire kieserit-karnallitból vagy kieserit-szilvin-halitból képződött kainit általában a kiindulási kőzet eredeti pados, flázeres vagy vastagpados szerkezetét örökli meg.

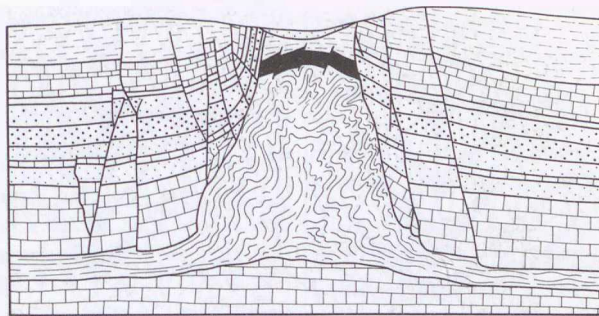
**25.232 Az evaporitok szövete** a sóásványok nagy reakcióképessége következtében a dia- és epigenézis folyamán jelentős anyagi, alak- és méretbeli változásokon mehet keresztül. Ezért az idősebb evaporitok elsődleges szöveti bélyegeinek megállapítása az azonos korú törmelék kőzetekéhez képest jóval nehezebb. E nehézségeket egyrészt a jelenkori evaporitképződés megfigyeléséből merített analógiák, másrészt az evaporitok szövetének a kőzetszerkezettel való összefüggései segítenek áthidalni. Ezért a szerkezeti formákra való visszautalás mind az elsődleges, mind a másodlagos szöveti bélyegeknél alábbi, genetikai szempontú ismertetésében elkerülhetetlen.

### 25.2321 Elsődleges szöveti jelleg:

(1) *Karbonátos iszap sajátalakú kősókristályokkal.* Jelenkori példájukat a Holt-tenger D-i részéből ismerjük. Az itteni 100—350 ppm össz-sótartalmú vízből ui. a  $Ca^{2+}$ -ban gazdag víz alatti források környékén karbonátos iszap csapódik ki, amelynek vékony lemezei nagy, idiomorf kősókristályokat zárnak körül. Hasonló fosszilis kősókristályokat (vagy legalábbis kősó utáni kalcit, cölesztin vagy gipsz anyagú pseudomorfózákat és kioldott üregeket) finomlemez miocén és szilur dolomitokból említenek (SCHREIBER—HSÜ 1980).

(2) A gipsz tengervízből kicsapódó s a kristálytani tengelyek valamelyike szerint megnyúlt, monoklin kristályai a következő szövettípusokat építik fel:

(a) *A prizmás gipsztűk* zöme a víz felszínén keletkezik. E nagyon tiszta, csak kevés szerves anyagot tartalmazó tük bizonyos nagyság elérése után lesüllyedve, oxigén jelenlétében a vízfenéken is továbbnövekednek, és hamarosan finom lepelként vonják be azt. A szerves anyagban (főleg huminsavakban) dús, vagy algákkal és baktériumokkal bevont vízfenéken, valamint giszbkák intertidális részében viszont *lencse alakú* gipszkristályok képződnek (25.15 ábra).

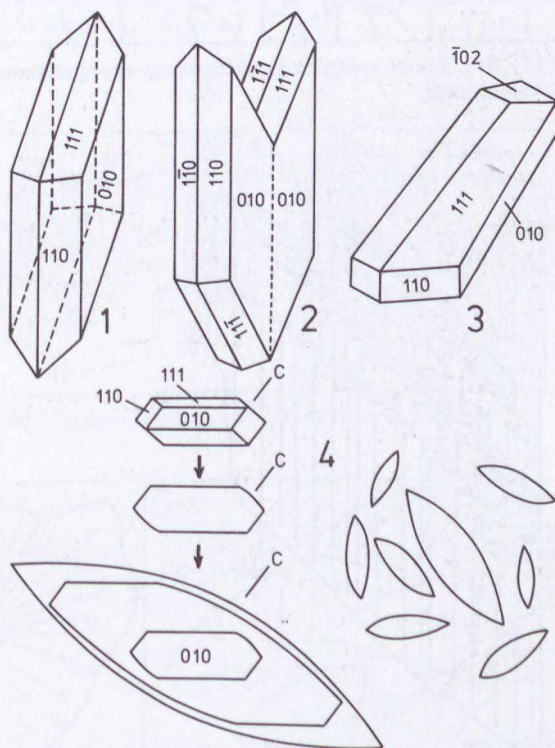


25.14 ábra. Mésző-, homok- és agyagrétegekből álló fedőjé áttörő, kaotikusan gyüredezett kősódiapír és kioldódásos eredetű anhidritsapkája

Vázlat NIGGLI (1952) nyomán.

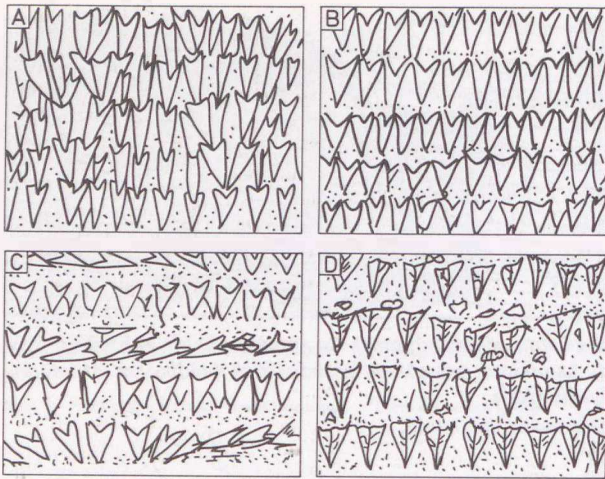
A gipsztűk és -lencsék nemcsak algákat és sztromatolitokat vonhatnak be, hanem minden más evaporitos és nem-evaporitos anyagot (oidokat, pelleteket, petéket, agyag-, kőzetliszt- és homokszemcsét, anhidritkristályt) is körülölelhetnek. A nagyobb gipszkristályok zárványai között a vulkáni üvegtől kezdve mindenféle szilikátos anyag, pollenszemcse, növényi törmelék, egysejtű-váz, sőt áthalmazott gipsz- és anhidritszemcse is jelen lehet.

(b) A nyugodtabb körülmények között lerakódó gipszlemez és -réteg jelentős részét a réteglapokkal párhuzamosan, azokra merőlegesen vagy ferdén elhelyezkedő, mm—cm átmérőjű gipszszemcsék építik



25.15 ábra. Az üledékes gipszkristályok fontosabb alaktypusai. — Vázlat DRONKERT (1985) nyomán

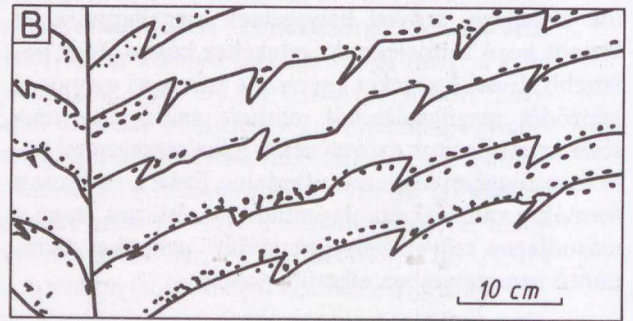
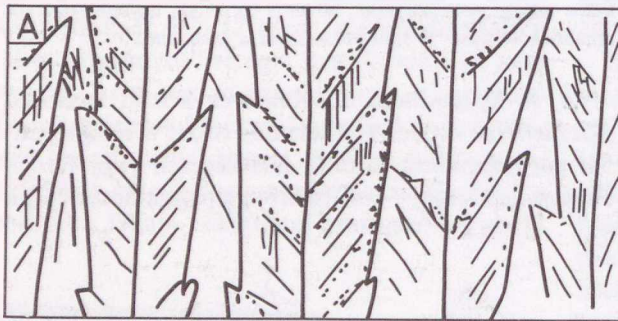
1. (010) szerint táblás kristály. — 2. Fecskefark alakú ikerkristály. — 3. (111) szerint lapult kristály. — 4. Lencseszerű forma kialakulása prizmás kristályból.



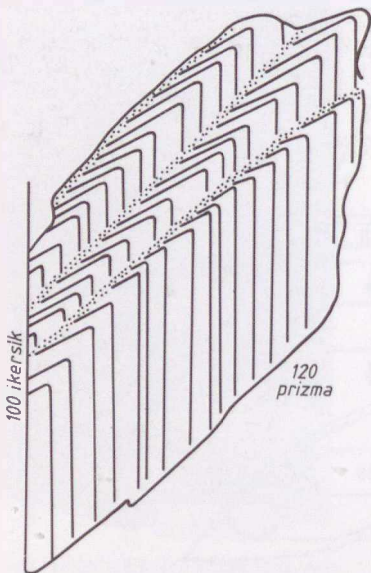
25.16 ábra. Elsődleges gipszrétegek kialakulása epitaxiális (A), nem-epitaxiális (B) kristályok sorából, eldült (C), ill. kioldott (D) kristálysorokkal. — SCHREIBER (1978) nyomán

fel. Az utóbbiak vagy a *c*-tengely szerint lapított, lánzsahegyhez hasonló, trapezoidális keresztmetszetű, vagy prizmás kristályok, vagy gumók, gyakran pedig korábban létrejött kristályok (pl. szelenitek) töredékei. A karbonátos és agyagos rétegek kerekded gipszgumóinak filcszerű szövete 50  $\mu\text{m}$ -nál kisebb táblácskák szövedéke.

A mm-nél kisebb vastagságú gipszlemezek tús vagy prizmás kristályai nyugodt vízből történt kiválásra utalnak. A mm vastagságú rétegek sík párhuzamosságát általában szezonális varvitoknak tartják, hullámos párhuzamosságát pedig algaszönyegetek átszövő gipszkiválásként értékelik. A gipsznek karbonátos vagy törmelékes rétegekkel való szabályos váltakozása túlsós viszonyokat előidéző szárazabb, ill. törmelékbeáramlással párosult felhígulást jelző, csapadékosabb év-, ill. időszakok váltakozásaival magyarázható. A gipszkristályokból álló rétegeket gyakran vékonyabb-vastagabb agyag-, márga-, aleurit-, homok-, mészkő- vagy dolomitrétegek különítik el egymástól. Idegen közbetelepülések hiányában a rétegzésre merőlegesen, szabadon nőtt kristályok soraira a következő



25.17 ábra. Tömör, szelenites gipszrétegek egy-egy részletének vázlata Ciprus szigetéről (A), valamint Lengyelországból (B). — SCHREIBER (1978) nyomán



25.18 ábra. A kristályok növekedésének nyomvonalai a szelenit egy karjában. — Vázlat SCHREIBER (1978) nyomán

kristálysor egyedei csaknem függőlegesen, epitaxiálisan, vagy folytonosság nélkül települnek (25.16 ábra: A—B). A folytonosság megszakadását egy-egy réteg megcsuszamlása vagy a közbeiktató kőshártyák kioldódása okozza (25.16 ábra: C—D). Egyes gipszrétegek kaotikus szövetét a vastagabb kősbetelepülések kioldódását követő utánarogás magyarázza.

(c) A sópárlók és az ausztráliai Marion-tó gyorsan és turbulens áramló helyein képződő vastag gipszkérgék kristályainak alakját a lerakódásnak a jelenlevő ionok részarányától s a szerves anyag mennyiségétől és minőségétől is függő sebessége határozza meg. 4–30 cm hosszú, nem-ikres vázkristályaik „szennyező” anyagban dúsabb és szegényebb lemezek váltakozásából állanak.

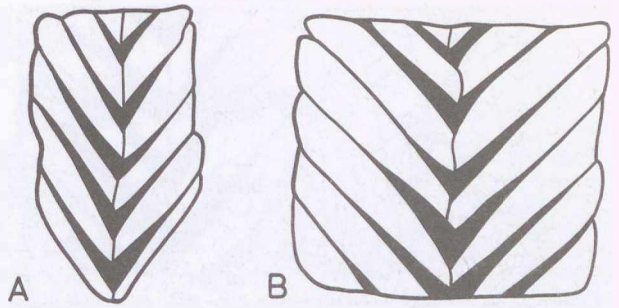
(d) A szelenites gipsz átlagos típusa (100) szerint — tehát „fecskefarkszerűen” — ikresedett, de viszonylag lapos egyedek — a függőleges metszetben tollszerűen sorakozó „rost”-ok (angolul barb-ok) — sűrű oszlopsoraiból áll (25.17 ábra). Hosszmetszetben a „rostok” függőleges irányú egymásra növekedését az (120) prizmak nyomvonalai jelzik (25.18 ábra).

Az ikersík a MOTTURA-szabálynak megfelelően mindig merőleges a rétegzésre; mindig fölfelé mutató homorú ikerszöge azonban  $60^\circ$  és  $160^\circ$  között változik. A  $90^\circ$ -nál kisebb ikerszögű szelenitek általában hosszúak és vékonyak, a tompa ikerszögűek rövidek és sokkal szélesebbek (25.17 ábra: B; 25.19 ábra: B). Az egyes rostok ikersíkjainak a függőleges körüli szabálytalan távolságú ingadozásai következtében a szelenit középvonala gyakran zezugos (25.20 ábra: A). A mesterséges sópárlók szelenitjeinek zezugosságát DRONKERT (1985) az ülepítő víz koncentrációjának ingadozásaival magyarázza. A fosszilis szelenitek ikerszögének növekedését és alakjuk egyéb elfajulásait SHEARMAN—ORTI-CABO (1978) és SCHREIBER—HSÜ (1980) az ülepítő víz szervesanyag-tartalmának növekedésével és az (120) prizmák görbült határfelületei mentén való beépülésével hozza kapcsolatba. Ezt a következő példák valószínűsítik.

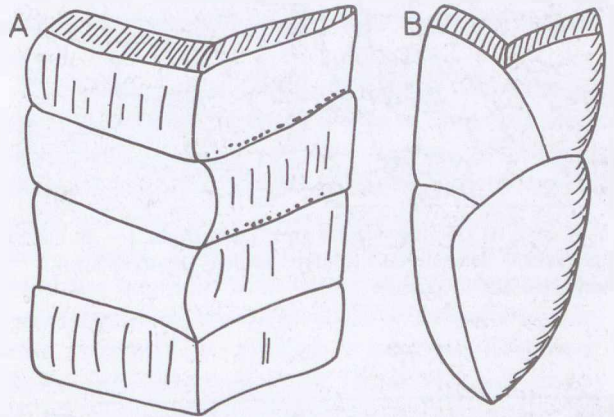
A ciprusi felső-miocén nagyon tiszta, csak 15–20 cm széles, de 7 m magasságot is elérő szelenitjei teljes hosszúságukban egyformák. A kevésbé tiszta appennini, szicíliai, spanyolországi és ciprusi gipszrétegeket csak 1–2 m magasságú és kevésbé szabályosan sorakozó szelenitek építik fel. A lengyelországi miocén agyagos gipszlerakódásai olyan 1 m magasságú szelenitekből állanak, amelyek 3–4 m-es, felhasadt „rost”-jainak nyílt térközeit törmelékes, valamint autigén, lencse alakú gipszkristályok töltik ki (25.17 ábra: B).

Gyakori formája az elfajulásnak a *legyezőszerű* (angolul: palmate) szelenitek megjelenése. Ezekben a szelenit-iker egyik oldala elsorvadt, a másik oldal felhasadt „rostjai” pedig közös töből kiindulva önállóan növekednek tovább, és ikersíkjuk végül már csak  $10$ – $30^\circ$ -kal tér el a vízszintestől (25.21 ábra). A szelenit széttagolódásából azonban más, spirális, kúpos vagy sugaras-oszlopos formák is létrejöhetnek.

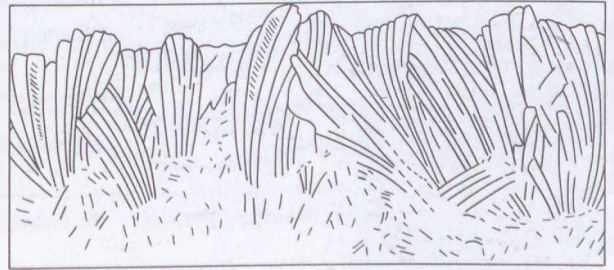
*Spirális felépítés* esetén a hegyes ikerszögű szelenitek alulról fölfelé növekvő nyálábjainak az ikersíkra merőleges metszetében az egyes kristályok sugaras-nyálábos rajzolatúak (25.22 ábra: B). A tompa ikerszögűekben viszont az egyes fölfelé és kifelé terjeszkedő „rostok” egyre inkább elkülönülnek egymástól; ezért keresztmetszetben — vagyis a gipszréteg fedőlapján — az egyes „rostok” körvonala három- vagy sokszöget formál (25.22 ábra: C).



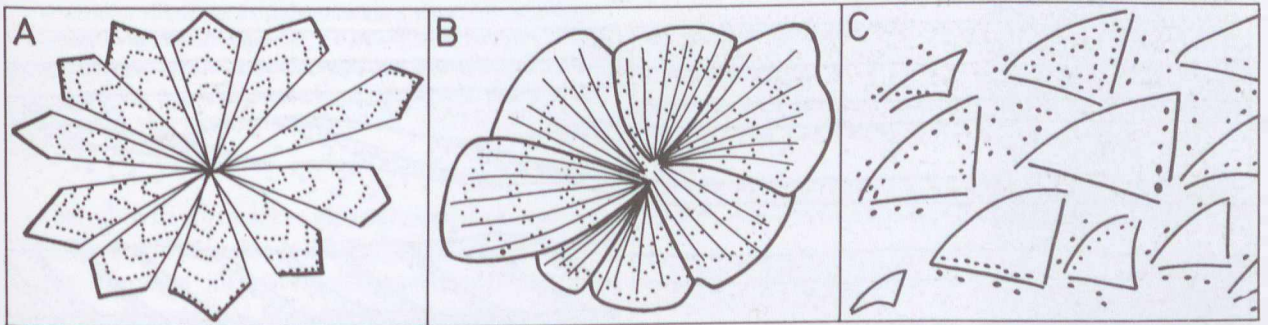
25.19 ábra. A szelenit hegyes-, ill. tompaszögű típusainak hosszmet-szete. — Vázlat SHEARMAN—ORTI-CABO (1978) és SCHREIBER (1978) nyomán



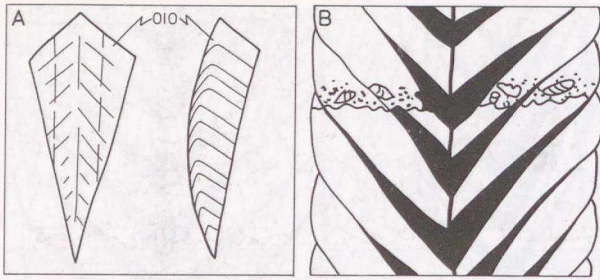
25.20 ábra. Zezugos középvonalú (A), valamint kúpos (B) szelenit vázolata SCHREIBER (1978) szerint



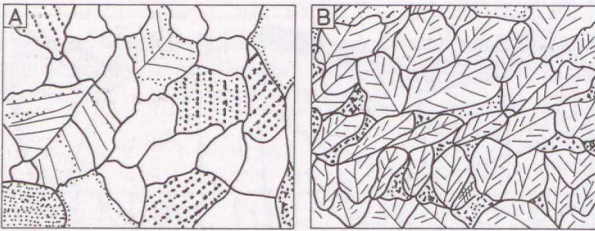
25.21 ábra. Szelenit-sorozat vázolata ROUCHY (1982) szerint



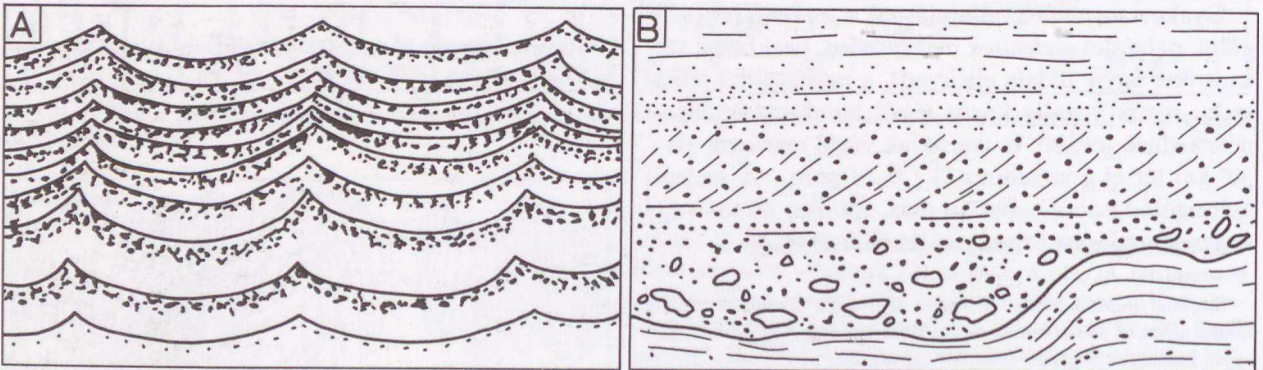
25.22 ábra. A: Lágylapokba csillagszerűen besüllyedt szelenitek felülnézete. — B: Spirális felépítésű, hegyes ikerszögű szelenit felülnézete. — C: Spirális felépítésű, tompa ikerszögű szelenit felülnézete. — Vázlat SCHREIBER (1978) nyomán



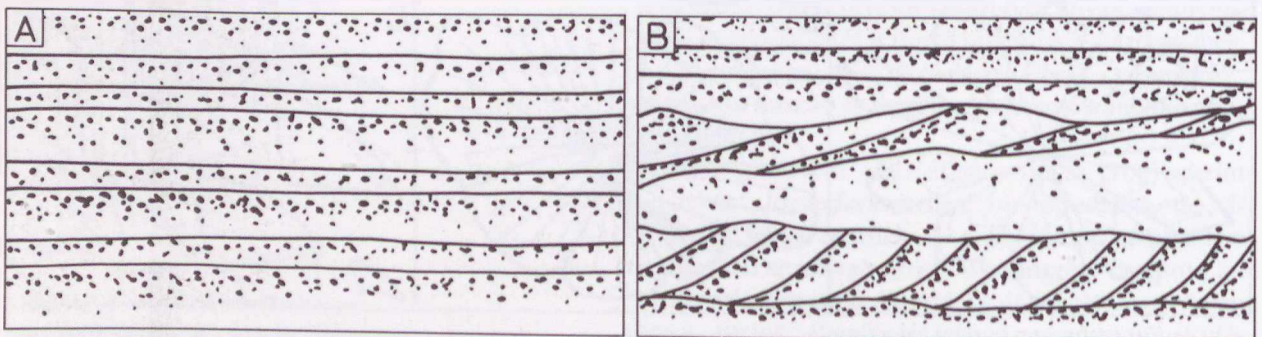
25.23 ábra. A: Víz alatt képződött, magában álló, elsődleges gipszkristály. — B: Oldódási maradék lerakódása után továbbnővekedett selenites gipszkristály. — Vázlat SCHREIBER (1978) nyomán



25.24 ábra. A: Durvatörmelék gipsz („gipszrudít”) — B: Oldási maradékkal cementezett, leoldott felületű gipszkristályok. — SCHREIBER (1978) nyomán



25.25 ábra. A: Oszillációs fodrok lemezes gipszben. — B: Eróziós felület, ferde- és horizontális rétegzés gipszben. — Vázlat SCHREIBER (1978) nyomán

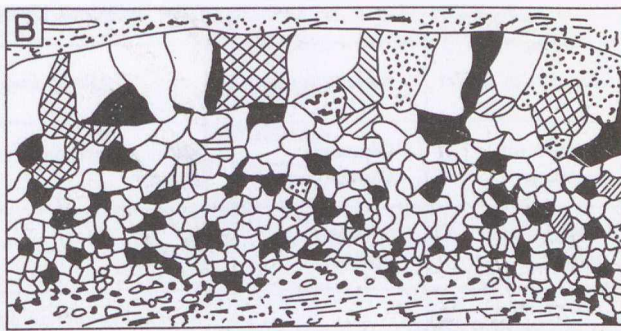
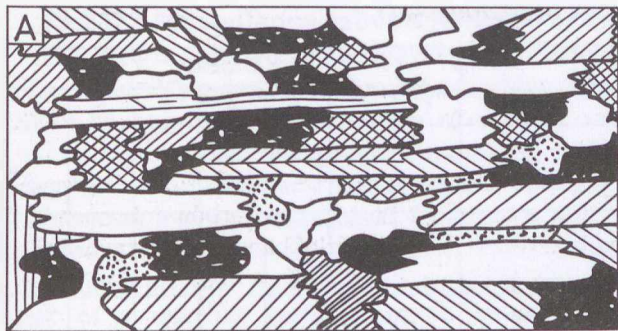


25.26 ábra. A: Horizontális gipszlemez. — B: Keresztrétegzés lemezes gipszben. — Vázlat SCHREIBER (1978) nyomán

A kúp alakú seleniteknél az egyes „rostok” lemezei a virágbimbó csésze- és szíromleveleinek módjára ölelik körül egymást (25.20 ábra: B). A lágy aljzatba saját súlyuk miatt besüllyedő, egymástól 10–15° távolságban növekvő „rostok” alaprajza viszont sugaras szerkezetű fatönk rajzolatára emlékeztet (25.22 ábra: A).

A selenitek tengelyét gyakran 1–2 mm vastagságú, gipszhomokból, gipsszel kevert karbonátokból álló sávok keresztezik. A sópárlókban tett megfigyelések szerint e sávok anyaga olyan, híg víz beáramlását jelző oldódási maradék, amelyet megújult továbbnövekedése során a kristály mintegy bekebelezett. Az erőteljesebb oldódás vastagabb és át nem eresztő maradéka fölött viszont új kristálygeneráció képződése indult meg (25.23 ábra: B).

A dél-spanyolországi selenitek olyan 10 m magasgot és néhány tucat m szélességet is elérő, dóm-, oszlop- vagy falszerű alakzatokat formálnak, amelyeket fekküjűkhöz hasonló anyagú márgás közbetelepülések választanak el egymástól (ROUCHY, 1982). Ezek rétegzettségének a selenittestekben való folytatódása egyértelműen a selenitek folyamatos üledékképződés közbeni növekedését bizonyítja. OGNIBENNEK (1954) a selenitek másodlagos eredetét valószínűsítő érveit DRONKERT (1985) is cáfolja.



25.27 ábra. A: Hosszú tengelyükkel a rétegzés síkjával párhuzamosan elhelyezkedő gipszkristály-töredékek. — B: Fordított osztályozódású gipszréteg, oszlopos kristályokból álló fedővel. — Vázlat SCHREIBER (1978) nyomán

(e) *Törmelékes gipsz* tengerben akkor keletkezik, ha a már leülepedett gipszréteg anyagát víz alatti csuszamlás, árapály vagy vízáramlás áttelepíti. Ennek lehetőségét többnyire a tengeri transzgresszió biztosítja. A  $\text{CaSO}_4$ -re telített víz által erősen mozgott gipsztörmelék körül sugárirányban lerakódó mikroszkopikus gipszrostok a karbonátos ooidokhoz hasonló szerkezetű „gipszoolit”-okat alakíthatnak ki. A rétegek rendes osztályozottsága nyugodtvízi ülepedésre, fordított osztályozottsága vihar okozta felkavarodásra utal. A felszakított algaszövedék, a gipsz- és egyéb rétegek darabjaiból *gipszkonglomerátum* (25.24 ábra), a finomabb gipszanyagból lemezes *gipszhomok* és *gipszaleurit* képződhet. Ezek sekélyvízi felhalmozódását a száradási repedések, emelkedő és oszcillációs fodrok, keresztrétegzettség, a sótűrő rákok petéi és fekális pelletjei, a gipsztartalmú karbonátos algalemezesség különböző formái s az esetleges lábnyomok alapján viszonylag könnyű felismerni (25.25—26 ábra; 25.27 ábra: A).

A törmelékes gipszfajták szövetét LANGBEIN *et al.* (1982) szerint a következők jellemzik.

A *gipszhomok* izometrikus, xenomorf (vagy részben hipidiomorf) kristályai kötőanyag nélkül, simán vagy összefogazódva érintkeznek egymással; közöttük szilikátásványok és kalcedonszferoidok is találhatóak. Az esetleg előforduló gipszkek szimmetriasíkja párhuzamos a rétegzéssel.

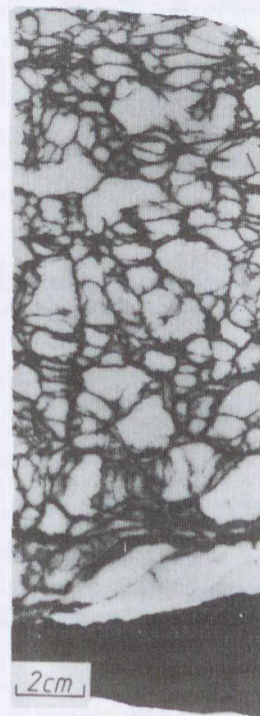
Az *átülepített gipszhomok* kristály-konglomerátumba átmenő, de eléggé egyenletes szemcsenagyságú kristálymozaik.

A *gipszritmit* sokszöges kristálymozaikja a rétegzésre merőlegesen, rendszeren vagy fordítva gradált; a 0,01—0,5 mm között változó szemcsenagyságú, gradált lemezeket gyakran agyagkőzök választják el egymástól. A gradált lemezek tetején nagyobb hipidiomorf kristálygyedek vagy kicsiny „fecskefarkikrek” sora helyezkedhet el (25.27 ábra: B).

A mélyebbvízi törmelékes gipszlerakódások legfontosabb ismertetőjelének a mind függőleges, mind horizontális irányban jól követhető lemezességet, a víz alatti tömegmozgásból és törmelékfelhalmozódásból származó kaotikus szerkezetet és szövetet, s a flisritmusokra emlékeztető, de gipszes BOUMA-sorozatokat

tekinthetjük. — A gipszközetek képződési környezeteit DRONKERT (1985) nyomán a 25.6 táblázat foglalja össze.

(3) Az *anhidrit* elsődleges kristályai többnyire az arid éghajlati övek nappal 50 °C-ra is fölhevülő talajszelvényének vadózus részében vagy az instabilissá vált gipsz szerkezeti átrendeződésével, vagy a szerves anyagot is tartalmazó, koncentrált pórusvízből kicsapódva jönnek létre. A még meg nem keményedett üledékben keletkező anhidritgumók növekedése révén a szebkhaszselvényben olyan redős és hálószerű szerkezetek alakulnak ki, amelyek a gumókat körülvevő alapanyagot oldalra szorítják (25.28 ábra). A gumókat alkotó kristályok rendszerint lemezesek. Az így létrejött *enterolitikus szerkezet* természetesen nem egymagában, hanem csak a vele társult karbonátos és



25.28 ábra. „Csirkebél” (chicken-wire) szerkezetű anhidrit

Alsó-líász evaporitos összlet — Akvítáni-medence, Dél-Franciaország. — Foto: BOUTROUILLÉ (1979).

25.6. táblázat. A gipszközetek szerkezeti és szöveti típusainak környezetek szerinti megoszlása\*

Szerkezet és szövet	Kőzettani név	Alkotó ásványok	Környezet						
			1	2	3	4	5	6	7
Homogén tör- melékes	Gipszlutit Gipszhomok	Gipsz + karbonát Gipsz	+	+		+	+		
Homogén kris- tályos	Alabástrom Szenit	Gipsz		+	+	+			+
Lemezes	Laminit	Különböző méretű gipszkristályok Gipsz + dolomit Gipsz + kalcit					+		+
Gradált	Laminit Gipszarenit Gipszoolit Gipszrudit	Különböző méretű gipszkristályok Gipsz (+ karbonáttörmelék)	+				+		+
Keresztréteg- zett	Gipszhomok Szenitsávok	Gipsz- + karbonáttörmelék	+	+			+		+
Konvolut	Gipszlaminit Gipszhomok	Gipsz + karbonáttörmelék Gipsz	+	+	+	+	+		
Gumós	Alabástrom	Finomkristályos gipsz		+	+	+			+
Gumósoros	Alabástrom	Finomkristályos gipsz		+	+	+			+
Enterolitikus	Alabástrom	Finomkristályos gipsz		+	+	+			+
Mozaikos	Alabástrom	Finomkristályos gipsz		+	+	+			+
Lencsés	Szenit Homokszerű	Helyettesítő gipsz (+ agyag) Poikilites gipsz (+ törmelékek)		+	+	+			+
Kristályos	Szenit	Ék alakú ikerkristályok tömege Ék alakú ikek + (karbonáttörmelék) Meggörbült gipsz (féloldalas ikek)		+		+	+		+

\* DRONKERT (1985) szerint.

1. Eolikus környezet. — 2. Playa-tó. — 3. Az üledék/víz határ alatt. — 4. Szebkha. — 5. Víz alatti. — 6. Kora-diagenetikus. — 7. Késő-diagenetikus.

sziliciklasztos üledékekkel együtt alkot egy teljes szebkha-ciklust (25.29 ábra).

Víz alatt keletkezettnek vélt elsődleges anhidritet idáig csak SCHREIBER—HSÜ (1980) említett a texasi perm Castile Formációjának anhidrit- és karbonátlemezek váltakozásából álló és reliktum gipszkristályokat nem tartalmazó rétegsorából.

(4) A kő- és kálisók szövetének részletei — KÜHN (1957), STEWART (1965) és CAROZZI (1960) fáradozásai ellenére — máig sincsenek teljesen feltárva. Ennek az az oka, hogy az evaporitásványok nagy reakcióképessége és a körülmények változatossága folytán azok eredeti kristályainak anyagát, alakját, méreteit és egymáshoz való viszonyát a diagenézis részfolyamatai (a

tömörödés, oldódás, helyettesítés, továbbnövekedés, kiszorítás, átkristályosodás és cementáció) a 3. és 4. bepárolgási szakaszban rendkívül szeszélyesen változtatja meg. Ezért a kiszorítás megítélésében csak kellő óvatossággal támaszkodhatunk a BRAITSCH-féle (1962) „idioblasztos sor”-ra:

*Idiomorf ásványok:* Anhidrit (cölesztin, karbonátok, borátok, foszfátok, ooidok, fluoridok). — Glauberit, polihalit. — Kieserit. — Langbeinit, glaserit. — Leonit, asztrahánit. — Kainit. — Kősó. — Szilvin, karnallit, tachihidrit. — *Xenomorf ásvány:* Bischofit.

A kiszorítás ui. csak akkor vehető biztosra, ha azt a sorozat egyik hátrább álló ásványának az előtte állók valamelyikébe való belenyomulása igazolja.

## 25.2322 Másodlagos szöveti jellegek:

(1) A gipsz utáni anhidrit a leggyakoribb másodlagos szulfát. A gipsz ui., ha 700 m-nél mélyebbre temetődik be, vagy ha erős tektonikus nyomásnak van kitéve, nagyon tiszta, gumós anhidritté alakul át. Ha azonban a deformáció nem túlságosan erős, az anhidrit nemcsak a gipsz rétegzettségét, hanem — a régi és az újonnan fölvett zárványok szerint — kristályainak formáját is megőrzi. Az eredeti ásvány alakja az agyagok és a mikrites karbonátiszapok lencse alakú gipszkristályai utáni anhidrit-pseudomorfozákban is fennmarad.

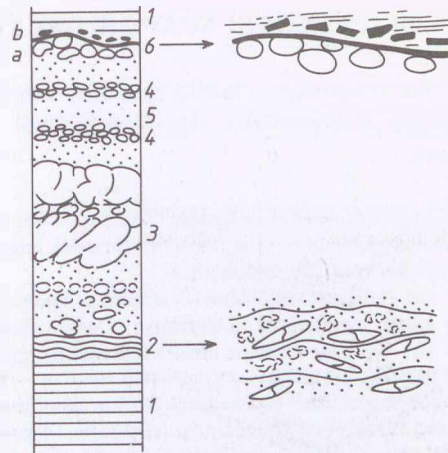
A másodlagos anhidritgumók többnyire zömök vagy lécszerű alakú kristályai „téglarakásszerű” (pile of brick) vagy egymást keresztező, sugaras szövetet alkotnak. A réteg menti rostokból álló gipsz víztelenedése nyomán lemezes anhidrit keletkezik. A rostos gipsz és a szerves anyagban gazdag, lemezes gipsz gyakori gyüredezettségét az anhidritesedés rendszerint továbbfejleszti.

Ha a másodlagos anhidrit a mélységből ismét felszínközelségbe kerül, vizet fölveve ugyanúgy gipszesedik, mintha a felszínen keletkezett volna. Ezért az elsődleges és másodlagos anhidrit fennmaradásának csak a hideg és a meleg-száraz éghajlatú területeken van esélye; a mérsékelt övben és a nedves trópusi övben azonban 100–300 m mélységig az anhidrit zöme gipsszé alakul.

(2) Az anhidrit utáni gipsz általában porfiroblasztos vagy alabástrom szövetű. Az alabástromnak LANGBEIN *et al.* (1982) szerint két fajtája van: (a) A szemcsés alabástrom fehér és cukorszövetű. Olyan, csaknem kizárólag életlen határú, hullámos kioltású, izometrikus kristályokból áll, amelyek (001) élei merőlegesen a rétegzésre. (b) A rostos alabástrom rétegzéssel párhuzamos és csaknem egyszerre kioltó, olykor ívesen hajló, selymes fényű rostjai a vízszivárgással szembeni gáttaként gyakran túlnyomást és hidraulikus zavarokat okoznak. — Mindkét szövet típusa mélyből lassan kiemelkedő és a beszivárgó csapadékvíz hatása alá került lerakódásokon gyakori.

A mikroszkóptól a másfél m nagyságig terjedő, igen tiszta, sugaras szerkezetű, porfiroblasztos gipszrostok néha rostos gipszbe ágyazódnak. Máskor egysejű kioltású gipsz veszik körül korrodált anhidritszemcséket. Porfiroblasztos gipsszel főleg a kioldódási frontok közelében találkozunk. A törési és palássági felületekre merőleges — késő-diagenetikus vagy epigenetikus — gipszrostok természetesen keresztezik a réteglapokat.

(3) Az evaporitokkal kapcsolatos diagenetikus karbonátok közül itt csupán a rauhvakkét említjük. Az evaporitos összletekben is gyakori dolomitképződéssel és a dolomit utólagos kalcitosodásával az I. kötet 14.291. és 14.292. fejezetrészei foglalkoznak.



25.29 ábra. Egy felső-júra (alsó-purbecki) szebkha-üledékciklus vázolata SCHEARMAN (1978) szerint

1. Árapályszint alatti üledék. — 2. Algaszövedék, a kompaktáció miatt a rétegzésbe belesimuló, gipsz utáni pseudomorfozakkal és szerves anyag filmekkel. — 3. Enterolitikus szerkezetű anhidrit. — 4. Anhidritgumós réteg. — 5. Dolomit és kalcit. — 6. Eróziós felszín.

a: Lenyesett felületű anhidritgumók. — b: Karbonáttörmelék.

A rauhvakke az eredetileg szürke, mállottan sárgás színű, sejtes, üreges vagy dudoros szerkezetű, másodlagos mészkövek és meszes dolomitok összefoglaló neve (19.72. fejezet: b). Az elsődleges karbonátba zárt gipsz- és kősókristályok kioldódása, vagy karbonátos kőzetek tektonikus breccsaszemek szelektív mállása, vagy dolomitos kőzetek kalcitosodása révén keletkezik. Különböző eredetű formáit a kioldódási folyamatok közrejátszása fűzi össze. Lassú oldódás esetén az evaporitásványok, ill. a breccsaszemek utáni üregek falát finom, drúzás kalcit vonja be; a finomabb mikropátit, mikrit és az oldási maradék az üregeket porózus tömeggel tölti ki. A kitöltés egy része a szulfát bakteriális lebomlásának terméke. Ebben a csapadékvíz és a baktériumok hatását tükröző folyamatban az oxigén-izotópok szétválása alacsony  $\delta^{18}\text{O}$  értékeket eredményez (I. kötet, 12.44. fejezet).

Rauhvakkénak tekinthetők a kősótelepek oldási maradékai is. Ezek egyrészt a kősóval váltakozó karbonátok töredékeiből, másrészt abból a kalcitból és/vagy dolomitból állanak, amely az eredetileg közbetelepült szulfátokból keletkezett.

Különleges formája a rauhvakkénak az olaszországi „*calcarea solfifera*” (= kéntartalmú mészkő). Ez a seküben levő karbonátos szulfátkőzet szulfátjainak az eredeti rétegzettségét megőrző, biogén bomlásterméke. A kénbaktériumok karbonátiókok és természetesen képződésére vezető és rétegről rétegre haladó tevékenysége révén ui. a kőzetben üregek keletkeznek. Ezeket azonban a beljük nyomuló csapadékvíz kénnel, másodlagos aragonittal és cölesztinnel tölti meg. Az aragonit  $\delta^{18}\text{O}$  értékei a baktériumok, a csapadékvíz és a szerves anyagok közreműködésének megfelelően negatív előjelűek. A nagyobb kéntartalmú rétegeket — a kén és a karbonátok közötti újabb reakciók eredményeként — a mészkő üregeit kitöltő prizmás gipszkristályokból álló udvar veszi körül. Ezt az udvart a természetben kutatásában a kéndús telep közelségének jelzőjeként értékeli (SCHREIBER—HSÜ 1980).

## 25.24 A TENGERI EVAPORITOK LERAKÓDÁSA

Az evaporitos üledékképződést értelmező modelleknek a következő alapfeltevésekből kell kiindulniuk:

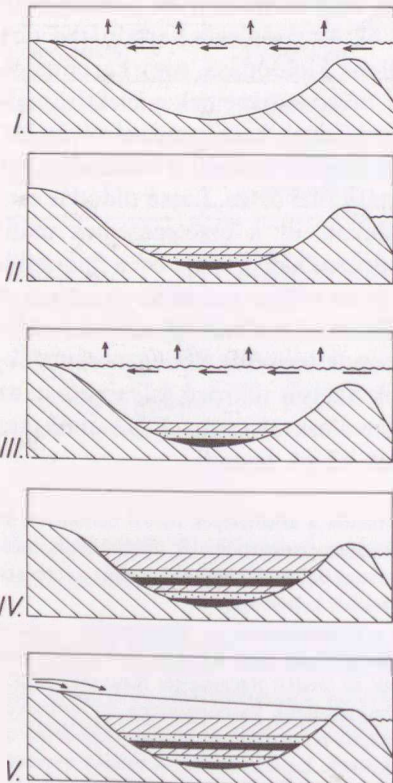
(a) Az evaporitik rétegszerű felhalmozódására — a karbonátokéhoz hasonlóan — csak a terrigén törmelék intenzív beáramlását gátló környezetben kerülhet sor.

(b) A világóceán átlagos sótartalma a fanerozóikum folyamán — kisebb ingadozásoktól eltekintve — nem változott.

(c) A világóceán teljes kiszáradása esetén annak  $2,2 \times 10^7 \text{ km}^3$ -re becsült sótartalma — egyenletesen elosztva — kb. 60 m vastagságú réteggel fedné be a tengerek fenekét (BORCHERT—MUIR 1964). Ezzel szemben az ÉNy-európai felső-perm I km-nél nagyobb vastagságot is elérő evaporitjainak kb.  $2,4 \times 10^6 \text{ km}^3$ -nyi térfogata egymagában is több mint 10%-a az óceánok mai sótömegének.

(d) A tengervíz ismert ionmennyiségei alapján 100 m vastagságú evaporitréteg zárt rendszerben való leülepedéséhez mészkő esetében 2500 km, anhidritnél 210 km, gipsznél 130 km, kősónál 7,3 km magasságú tengervíz-oszlopra lenne szükség (WAGNER 1926; SCHREIBER—HSÜ 1980).

(e) Mivel pedig ekkora vízmélységek elképzelhetetlenek, a Föld nagy — több száz, sőt néhány ezer méter — vastagságú sótelepeinek különleges, a kicsapódott sók utánpótlódását biztosító körülmények között kellett leülepedniük.



25.30 ábra. Az evaporitos medence BISCHOP (1855)-féle modellje

I. Zárt lagúna tengervízzel való elárasztása szűkóár idején. — II. Teljes kiszáradás utáni evaporitrétegek. — III. A lagúna újabb elárasztása. — IV. A kiszáradt lagúna megvastagodott üledéksora. — V. Az evaporitik terresztrikus üledékekkel való befedődése.

Jelkules a 25.31 ábránál.

Ez már azon kutatók számára is világos volt, akik az evaporitlerakódás első modelljeit a 19. századi hiányos tengertani ismeretek birtokában, megfelelő jelenkori analógiák hiányában pusztán a stassfurti zechstein sótelepek felépítéséből kiindulva megalkották. 1855-től 1965-ig minden effajta modell olyan arid éghajlaton bepárlódó, részben vagy teljesen zárt medencékkel számolt, amelyek evaporitjainak minőségét és vastagságát vagy a kezdeti mélység, vagy a fokozatos süllyedés, valamint a lerakódott sók utánpótlásának módja határozta meg. A mély-, ill. sekélyvízű medencék föltevése körüli vita a tengeri sótelepek kérdésében már rég az előbbieik javára látszott eldőlni, amikor 1965-ben a parti szebkha típusú evaporitképződés tanulmányozása egészen új, medenceperemi modell kidolgozását tette szükségessé. A Földközi-tenger Ny-i medencéjének 2,5 km mélységű részén 1953 óta szeizmikusan kimutatott, de a Mélytengeri Mélyfúrási Terv (DSDP) keretében mélyített fúrásokkal csak 1970 óta feltárt, 2 km vastagságú evaporitos összlet viszont a sekélyvízű mélymedence azóta is hevesen vitatott eszméjét vetette fel. A tengeri evaporitos modellek fejlődéstörténete így az alábbi három szakaszra osztható.

**25.241 A mélyvízi modell** G. BISCHOP-féle (1855) változata szerint az evaporitos lagúnát a vihar-dagályok töltik meg sósvízzel. Ezeknek a viharok között vízből teljes sószorozatok, majd terresztrikus törmelékek rakódnak le (25.30 ábra).

A vastag sótelepek képződéséhez OCHSENIUS (1877) szerint olyan 500—700 m kezdeti mélységű medence szükséges (25.31 ábra), amelybe a nyílt tenger vize egy csatornán át beáramlik. Ebből a felszínén besűrűsödő és lesüllyedő vízből a hűvösebb vízfenéken a sók telítettségük elérésekor az USIGLIO (1849) jelezte sorrendben válnak ki. Amikor a lerakódó kősótömeg eléri a bevezető csatorna fenékszintjét, a Mg-sókat tartalmazó, sűrű „anyalug” a befelé irányuló hígabb felszíni vízárammal szemben a csatorna alján a tengerbe visszaáramlik. (A tengerrel való kapcsolat megszakadása esetén természetesen a Mg-sók is kiválnak.) A sótelepek anhidritsapkájának létrejöttét az anyalug távozásakor a vízfelszín kivált és a sűrűbb vízrétegen át lesüllyedő gipsznek a víztelenedése magyarázza.

Ezzel szemben WALTHER (1903, 1912) a zechstein sótelepeket terjedelmes és sekély sivatagi tóból származtatja. Ezen belül a nagy sóvastagságot a kiszáradás folytán felszínre került peremi anhidrit, gipsz, kő- és kálisó kiválásoknak a tó középső, legmélyebb és süllyedő részébe való folyóvízi vagy colikus behordódása biztosítja.

OCHSENIUS és WALTHER szeméi előtt nyilván az akkor ismert egyetlen jelenkori példa — a Kaszpi-tó Adzsi-darja öble — lebeggett. OCHSENIUS azonban a kezdeti mélység és a visszaáramlás feltételezésével, WALTHER pedig a kiterjedés, a teljes lefűződés, valamint

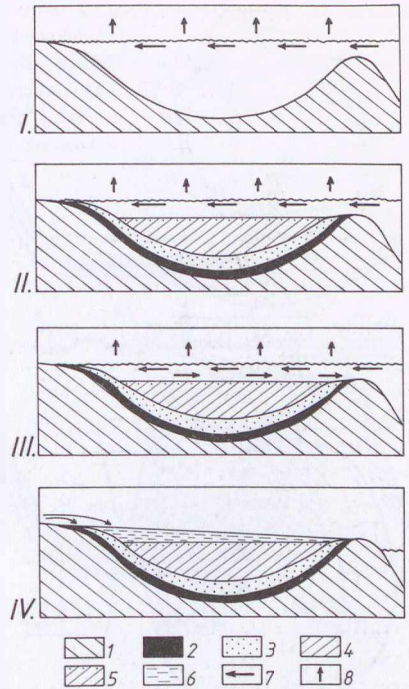
a sóknak a tóközépre irányuló áthalmozódása révén tért el ettől a példakeptől.

Az Adzsi-darja ui. olyan, mintegy 12000 km<sup>2</sup> területű, de csak 7 m legnagyobb mélységű öböl, amelyet a Kara-Bogaz Gol nevű, néhány száz m széles, 5 km hosszú és csak néhány méter mély csatorna köt össze a Kaszpi-tóval. A nagy szárazság következtében az öböl víztükre kb. 4 m-rel mélyebb a Kaszpi-tóénál. A csatorna végén levő vízesésen át évente kb. 17,5 km<sup>3</sup>-nyi hig sósvíz folyik a lagúnába. Az öböl sótartalma jelenleg évi 200 millió t-val gyarapszik; vizének koncentrációja (26%) éppen 20-szorosa a Kaszpi-tóénak. Az öböl 50%-nyi Cl<sup>-</sup> és 16%-nyi SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-t tartalmazó — tehát a tengervíz átlagos összetételétől eléggé eltérő — vizéből 1939-ig a karbonátokon kívül nyáron gipsz és glauberit, télen — mikor a víz hőmérséklete 0 °C körül van — mirabilit és epszomit csapódott ki; azóta viszont a lagúnának a bejáratával szemközi peremén tiszta formában, a lagúna közepén pedig epszomittal és asztrahánittal keveredve a kősó kiválása is megindult (25.32 ábra, DZENS-LITOVSKY 1967; SEIBOLD 1974; PERTHUISOT 1980; SCHREIBER —HsÜ 1980).

Az OCHSENIUS-féle modellnek az a hibája, hogy nem tisztázza azt a 25.4 ábrán szemléltetett ellentétet, amely a különböző sófajták elméleti és természetben tapasztalt vastagsága között fennáll.

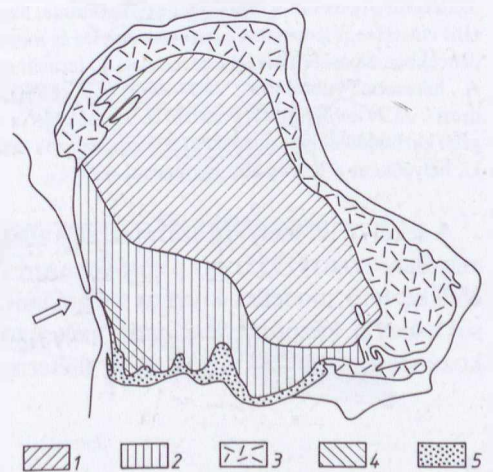
A WALTHER-féle sivatagi modell viszont sem a sósvíz eredetét, sem a zechstein telepek anhidrit/kősó arányát nem magyarázza meg. Ezért annak a tengeri fedővel rendelkező zechstein és muschelkalk telepekre való alkalmazhatóságát WAGNER (1926) el is vetette, és érvényét csak a „Buntsandstein” kontinentális jellegű evaporitjaira ismerte el. Ugyanő az OCHSENIUS-féle modellt — a Bab-el-Mandeb vagy a Gibraltári-szoros jelenkori példái nyomán — úgy módosította, hogy a sűrű sósvíz egy részének a tengerbe való visszaráramlását (= reflux) a tengerrel való kapcsolat teljes idejére kiterjesztette. (Ismeretes, hogy pl. az Adeni-öbölből 1—1,4 cm/s sebességgel a Vörös-tengerbe áramló 35%-es vízzel szemben 140 m alatti mélységben 0,5—1,5 cm/s sebességgel 39,7%-es sósvíz áramlik vissza.) Ezzel nemcsak az anhidritnek a kősó rovására történt gyarapodását, hanem a kősónak a kálisókkal szembeni túlsúlyát is magyarázhatóvá tette.

Új színnel gyarapodott az evaporitos medencék tengerrel való kapcsolata a kicsiny ciprusi Larnaca-tó és a tengerszintnél 120 m-rel mélyebben fekvő dzsibuti Assal-tó példája nyomán. Mindkettő sós vize a tenger-től elválasztó, porózus vulkáni tufákön át szivárog be (GRABAU 1920; DEGOUTIN 1922). Ezt az átszivárgásos (= seepage) modellt FULDA (1927) a zechstein sótelepek egyes részeire is megpróbálta alkalmazni. A kutatók többsége azonban a korábbi modellek valamelyikét elfogadva, inkább az ásványtársulások, a sótektonika, az oldódási és a termális diagenézis kérdéseivel foglalkozott. Csak ADAMS (1944) kísérletezett azzal, hogy a texasi-új-mexikói Delaware-medencében a besűrűsödött sósvíznek a tengerbe való visszavezetését az elválasztó gáton át történt átszivárgás feltételezésével oldja meg (= seepage reflux modell).



25.31 ábra. Az evaporitkiválás OCHSENIUS (1877)-féle modellje

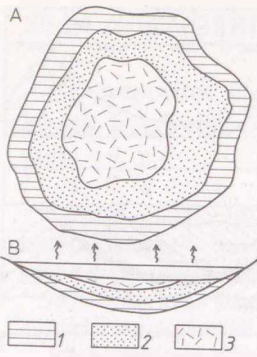
I. Félig zárt lagúna állandó tengervíz utánpótlással. — II. Karbonát, gipsz, kősó lerakódása a víz besűrűsödése következtében. A tengeri állatok a túlsós vízben elpusztulnak. — III. Az anyalagúnak a tengerbe való visszaráramlása. — IV. A sóösszetétel kontinentális üledékekkel való befedődése a tenger visszahúzódása idején.



25.32 ábra. Az Adzsi-darja öböl evaporitjainak megoszlása SZTRAHOV (1962) szerint

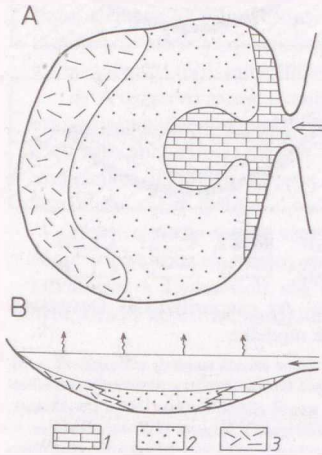
1. Gipsz. — 2. Glauberit. — 3. Mirabilit. — 4. Kősó és epszomit. — 5. Kősó (halit).

A Föld különböző tájainak alaposabb megismerésével egyre világosabbá vált, hogy a földtani múlt hatalmas sóösszleteinek keletkezési feltételei a jelenkorban nincsenek meg. A Perzsa-Arab-öböl, a Vörös- és a Földközi-tenger parti lagúnái az Adzsi-darjával együtt csak miniatűr másai az egykori nagy sóképző medencéknek.



25.33 ábra. Egy izolált sómedence üledékeinek „bikaszem” (bull-eye) típusú megoszlása felülnézetben (A) és szelvényben (B), SCHREIBER—HsÜ (1980) nyomán

1. Karbonát. — 2. Gipsz. — 3. Kősó (halit).

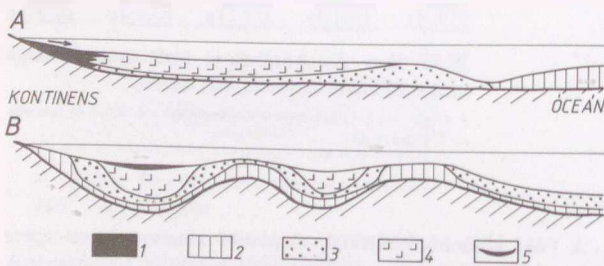


25.34 ábra. „Könnyecsepp” típusú üledékmegoszlás felülnézetben (A) és szelvényben (B), SCHREIBER—HsÜ (1980) nyomán

1. Karbonát. — 2. Gipsz. — 3. Kősó (halit).

Ennek ellenére — a sók oldódási és termális diagenézise okozta, másodlagos változásoktól eltekintve — a nagy fosszilis sótelepek üledékeinek nemcsak a függőleges egymásutánja, hanem a horizontális eloszlása is lényegileg a mai természetes és mesterséges sómedencékben tapasztalt kiválási sorrendet, ill. területi eloszlást követi. A „bikaszem” („bull-eye”: 25.33 ábra) és a „könnyecsepp” („tear-drop”: 25.34 ábra) típusú tavakban és lagúnákban ui. a medenceszegélyi karbonát- és gipszüledékekkel szemben azok belsejét kősó tölti ki, helyenként a K-Mg-sók nyomaival is.

A sekély-, ill. mélyvízi származtatás ellentétét RICHTER-BERNBURG (1955) egy a vörös-tengeri viszonyokra emlékeztető modellel kívánta megoldani. (Az itteni sókiválás a központi rész nagy mélységeihez csatlakozó peremi selfeken, évi 1–2 méternyi párolgási



25.35 ábra. A frakcionált sókiválás modelljei RICHTER-BERNBURG (1955) szerint: sókiválás A) sekély selfen, B) mélyselfen

1. Péliték. — 2.  $\text{CaCO}_3$ . — 3.  $\text{CaSO}_4$ . — 4.  $\text{NaCl}$ . — 5. K-Mg-szulfátok és -kloridok.

veszteségű éghajlaton megy végbe.) Ő a közép-európai perm és triász sótelepeket két csoportba osztotta:

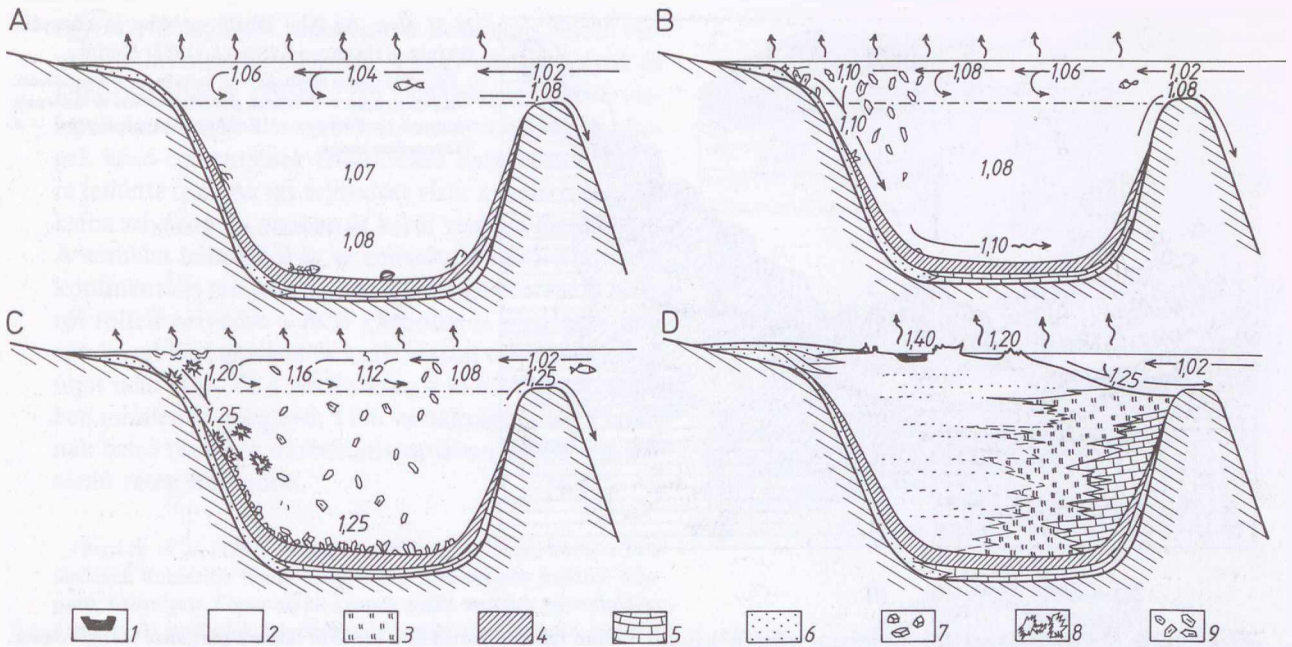
(1) a rotliegend, a zechstein 4, a röt és a középső-keuper „vörös üledékei” közé iktatódó, többnyire vöröses színű sótelepek, amelyek az akkori tengerekkel állandó vagy csak időleges kapcsolatban álló, kontinentális üledékgyűjtőkben rakódtak le;

(2) a zechstein 1, 2, 3, a kagylómszűkő, a malm és az oligocén tengeri üledékekkel váltakozó, tisztán tengeri, szintelen anyagú sótelepei, amelyekhez a penéplenné vált kontinentális háttérből csak kevés detritogén törmelék keveredhetett.

Föltételezte, hogy a vörös üledékekhez kötött sótelepek zöme olyan nagy kiterjedésű, sekély selfeken alakult ki, amelyeken a karbonát, a gipsz és a kősó lerakódása az Adzsi-darja típusú lagúnákra emlékeztetően, a partok felé haladva, frakcionáltan, a korábban kivált sók tömegeiből képződött lapos gátak védelme alatt következett be (25.35 ábra: A).

A tengeri sótelepek leülepedését RICHTER-BERNBURG (1953, 1955) az OCHSENIUS-féle modellnek olyan több részmedencére tagolt „mélyself”-re helyezésével magyarázza, amelynek külső részén a párolgás a tenger felől beáramló sósvíz előkoncentrációját is lehetővé teszi (25.35 ábra: B). E modell a sókiválás természetes sorrendjének megtartása mellett több különböző összetételű sófácies egyidejű létrejöttét is magyarázni képes. A könnyebben oldható sók kicsapódása ui. nagyrészt a nyílt tengertől való távolságtól függ.

Az oldékonyabb sók mennyiségében tapasztalható aránytalanságokat (25.4 ábra) a sekély gátak feletti kicsapódáskor keletkező anyalúgok gravitációs vízszáraamlása magyarázza. A függőleges irányú cirkuláció következtében ui. gipsz és anhidrit elsősorban a medence meleg és sekély részein fog kicsapódni. A lejtő mentén lesüllyedő és lehűlő anyalúgból pedig a mélyebb részeken kloridok válnak ki (25.9 ábra: B). A hígabb sósvíz beáramlása viszont megfordíthatja a sókicsapódás sorrendjét. A sűrűség szerint rétegzett víztest fenekén lerakódott karnallitot pl. a kevésbé sűrű felszíni sósvízáramból kivált és lesüllyedt kősó önálló réteggel vonhatja be. Jó összhangban van a modell a tapasztalati ténnyel is, hogy a medenceszegélyi karbonátok mindig világos színűek, dolomit-osak, vastag rétegűek vagy tömegesek, néha ooidosak, és szegényes zátonylakó faunát tartalmaznak. A medencefenekék talpi karbonátjai viszont mindig sötétek, gyakran márgások és bitumenesek, és nagyon szabályosan lemezesek. Ugyanez érvényes a Ca-szulfátokra is: a vastag kősótelepek alatti anhidritek finomlemezesek, gyakran fekete, bitumenszagú dolomitlemezekkel váltakoznak; a parti és a küszöbrégió több száz méteres „szulfát-falai” pedig világos kékesfehér, rosszul és vastagon rétegzett anhidritből állanak. Ez alól csak a zechstein 4-nek valószínűleg elsődleges (durvakristályos) gipszből képződött „pegmatit-

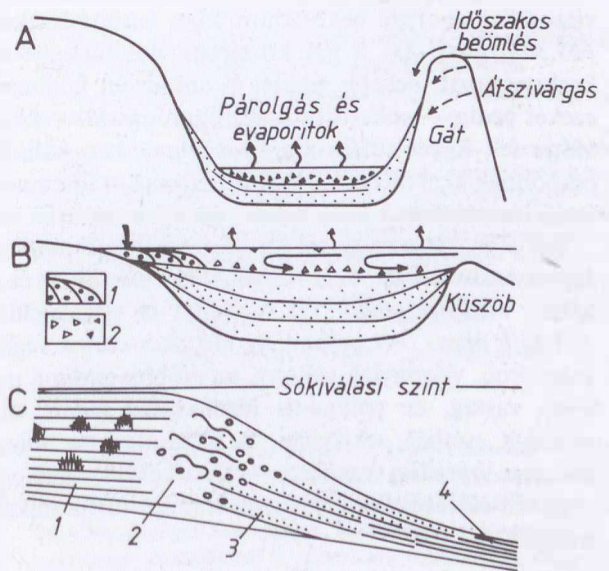


25.36/a ábra. A sókiválás SCHMALZ-féle (1969) mélyvízi modellje

A = Euxin állapot. — B = Átmeneti állapot. — C = Állandó evaporitós állapot. — D = Befojező állapot.

1. Kálsók. — 2. Kősó. — 3. Gipsz, anhidrit. — 4. Euxin üledék. — 5. Dolomitosodott karbonát. — 6. Homokkő. — 7. Kockás kősókristályok. — 8. A kősó vázkristályai. — 9. Gipsz.

Az ábrákba írt számok a víz sűrűségét, a nyilak a víz áramlási irányát jelzik.



25.36/b ábra. A KENDALL-féle (1979) mélymedence/sekély víz (A), ill. sekély medence/sekély víz modell (B) vázlata

1. Előnyomuló árapály feletti üledékek. — 2. Evaporitok.

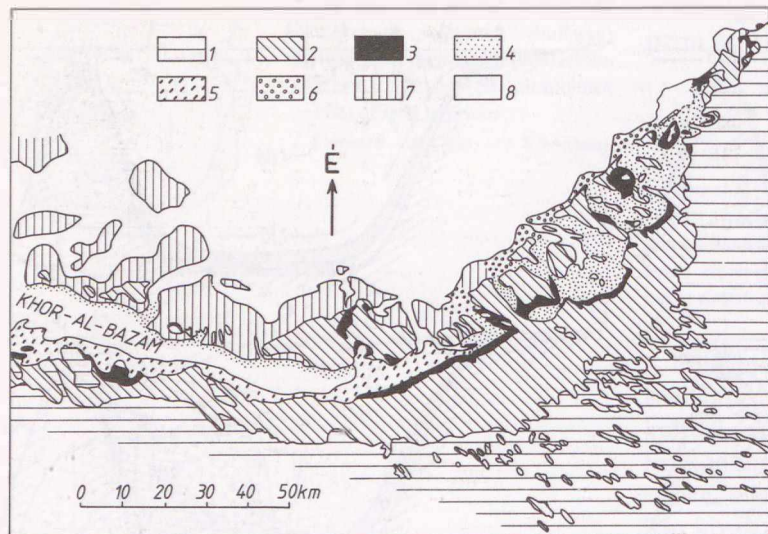
(C) A sekélyvízi anhidritkiválás szelvénye

1. Evaporitok. — 2. Breccsás anhidriték. — 3. Gradált anhidriték. — 4. Vékonylemez anhidriték.

anhidrit"-je a kivétel, amelynek medencebeli megfelelője sem finomrétegű.

Annak elfogadtatásáért, hogy a sólemezeket elválasztó agyaghártyák éves ciklicitást tükröznek, RICHTER-BERNBURGNAK (1960) kemény küzdelmet kellett vívnia. Ebbeli törekvéseinek legfőbb eredménye a 300 km-t is meghaladó távkorreláció erre alapozott lehetőségének felvillantása lett. A sóvarvok összeszámlálása alapján a perm időtartamára vonatkozó becslés azonban messze a radiometrikus értékek mögött maradt. A varvok vastagságának a medence belseje irányában való csökkenése azonban jó lehetőséget nyújtott a leülepedés medencén belüli helyének megállapításához.

Az észak-amerikai geológusoknak a mélyvízű evaporitós medencékre vonatkozó nézeteit leginkább a SCHMALZ-féle (1969) modell fejézi ki. Eszerint az eredetileg akár 2 km mélységet is elérő medence — részleges elzáródása és a párolgás miatt besűrűsödő vízének lesüllyedése következtében — fokozatosan euxin állapotba kerül. A medence szárazföld felőli szélén homokkő, belsejében előbb karbonát, majd oxigénhiányos üledék rakódik le (25.36/a ábra: A). Az ezt követő átmeneti állapotban folytatódik a mélyvíz



25.37 ábra. Az Abu Dhabi sheikha és környéke BUTLER—HARRIS—KENDALL (1982) szerint

1. Szárazföld (tercier üledékek). — 2. Sheikha. — 3. Algaszövedék. — 4. Pelletes iszap. — 5. Pelletes, grapestone szövetű és vázítottmélés homok. — 6. Oolit. — 7. Korallzátonyok mészalagokkal. — 8. Vázítottmélés homok.

stagnálása; a víztükör gáttal szembeni részén kiváló és lesüllyedő gipszkristályok azonban a nagyobb nyomású mélyvízben feloldódnak (25.36/a ábra: B). Az evaporitos állapot állandósulásakor viszont (25.36/a ábra: C) a szulfátra és kloridra is telítetté váló mélyvízben a gipsz és a kősó is leülepszik. A medence viszonylag gyorsan beköszöntő teljes feltöltődésekor (25.36/a ábra: D) a gát közelében dolomitot tartalmazó karbonátokat, beljebb gipszet és anhidritet találunk, ezeket pedig — sokszoros összefogozódással — kősó váltja fel. Egyes túlsós maradványtavakban kálisók csapódnak ki; a medencetölték tengerszint fölé emelkedő részét eolikus üledékek és sókéreg takarják be.

Ezt a SCHMALZ-féle mélymedence/mélyvíz modellt KENDALL is átveszi, de a mélymedence/sekély víz és a sekély medence/sekély víz modellre is talál példát (25.36/b ábra). Az előbbit az üledékes ciklus végén megjelenő, viszonylag vékony, az utóbbit pedig a nagyon vastag, de pelágikus üledékekkel fedett, ám mindkét esetben sekélyvízi — hullámfodros, intraklasztos, száradási repedéses — üledékekkel váltakozó evaporit-előfordulások magyarázatára tartja alkalmasnak.

**25.242 A parti sheikha-modell kialakítása a Perzsa–Arab-öböl Trucial Coast (Engedményes Part) nevű szakaszán (25.37 ábra) a Shell Oil Co. által folytatott kutatásokhoz kapcsolódik.**

WELLS (1962, 1963) volt az első, aki a Qatar-félszigeten aragonit- és gipsz-kicsapódást, valamint elsődlegesnek vagy korai diagenetikusan tartott dolomitot fedezett fel. Az Abu Dhabi környéki sheikhának egy 20 cm-es felszíni mintájából viszont — dolomit, aragonit, kalcit és kősó társaságában — CURTIS *et al.* (1963) és SHEARMAN (1963) jelenkori elsődleges anhidritet mutatott ki. Bár az árapályszint fölötti evaporitképződés hasonló példái a Vörös-tenger széleiről, India K-i partjairól, Dél-Európa és Észak-Afrika, vala-

mint Dél-Kalifornia és a mexikói Sonora partjairól is ismeretesek, az evaporitképződés ezen típusának legrészletesebben tanulmányozott területe mégis Abu Dhabi környéke maradt.

Az itteni több száz km hosszú és 33 km legnagyobb szélességű parti síkság a Perzsa–Arab-öböl DK-i részét szegélyezi. 10 m vastagságot is elérő, karbonáthomokos holocén üledékeinek fekvését harmadidőszaki törmelék és karbonátos üledékek és pleisztocén korú eolikus karbonátok alkotják. Ny-i része széles self; ezt az É-i oldalán korallzátonyokkal és szigetekkel övezett, Khor-al-Bazam nevű lagúna borítja (25.37 ábra). E lagúna K-i végét és D-i partját algás árapálysík szegélyezi. Keletebbre számos karbonát anyagú sziget és sekély lagúna található. A karbonátiszapos lagúnákat megcsapoló árapálycsatornák a szigetek között ooid-homokból álló deltákat építenek (I. kötet, 10.47 ábra). A lagúna D-i oldalához algás árapálysík csatlakozik, és csak ezután következik az árapályszint feletti sós síkság, a sheikha (I. kötet, 10.6133. fejezet-rész).

Az árapálysík holocén üledékei BUTLER *et al.* (1982) szerint árapály öv alatti és árapály övi, karbonátos lagúnaüledékekből, valamint algaszövedékből állnak. A sheikhán ezeket 1 m körüli vastagságú, gipszsel, anhidrittel és/vagy kősóval átszótt kéreg fedi. E „kéreg” anyaga három forrásból származik: (1) vihardagályok okozta áradások révén az árapálysík-ságokról, (2) az Arab-félsziget belsejéből kifújó porból és homokból, (3) az időnkénti ritka felhőszakadások alkalmával keletkezett hordalékkúpok üledékéből ered.

A szárazföld irányában nagyon lassan emelkedő — 1 : 1000 és 1 : 3000 közötti lejtésű — sheikha felszínét csak a korábbi lagúna árapálycsatornáinak karbonátüledékkel kitöltött csikjai és a pleisztocén eolianitoknak (I. kötet, 10.6131. fejezet-rész) a szélfúvás hatására pusztuló, magános kiemelkedései szakítják meg. Az Öböl felszínéről évente kb. 124 cm, a sheikha talajvizéből kb. 6 cm víz párolog el; a sós síkság pórusvizének NaCl-tartalma megközelíti, sőt helyenként el is éri a telítettséget. A keserűsók kiválását azonban

egyrészt a lagúnák, másrészt a kontinens felőli víz-utánpótlás megakadályozza. A nagy vihardagályok és felhőszakadások olyan, 2 cm vastagságot is elérő vízlepellettel árasztják el a szebkhát, amelyet a felszíni rétegek kősó-cementjének feloldódása hamarosan NaCl-re telítetté tesz. Az így telítődött vízár a szebkha üledékeibe szívárog, és azokon át kerül vissza a lagúnákba. A szebkha háttéréből és az eolianit-foltokról származó kontinentális talajvíz viszont a párolgás hatására alulról fölfelé szívódik a fedő karbonátos üledékbe, míg egy korábban gipsszel és karbonáttal cementált réteg útját nem állja. Ez a parti síkság 2 m körüli mélységében mindenütt meglévő, 8 cm vastagságú réteg a lagúnák belső részének karbonátiszapjában képződött hasonló réteg folytatása.

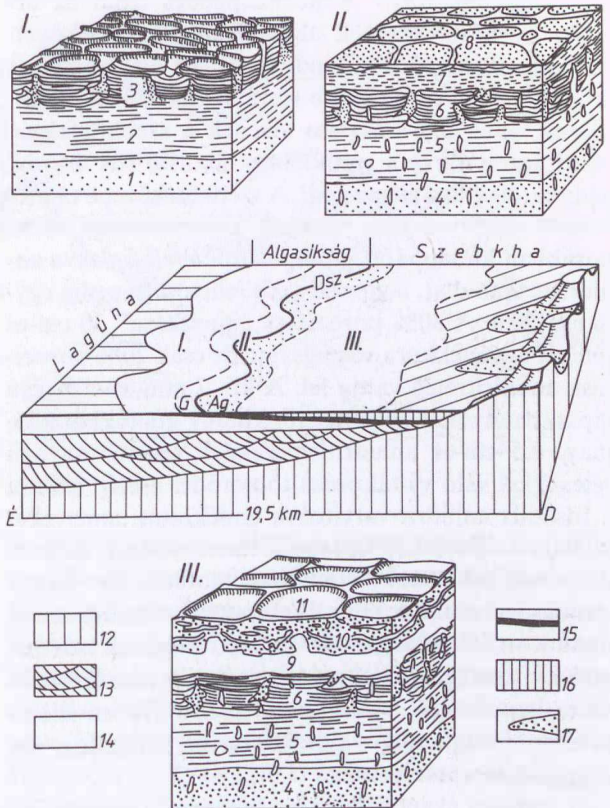
BUTLER *et al.* (1982) szerint a szebkha evaporitjai közül a laza üledékek anhidritje finomkristályos, a krémsajthoz hasonló állapotú, tixotrópos. Gipsz utáni, korong alakú anhidrit pseudomorfózák csak az üledék felszínén találhatóak. Egyébként a szebkha anhidritjeinek zöme a metastabilis gipszből képződik. A gipsz pedig vagy elsődleges csapadék, vagy az aragonit dolomitodásának, ill. oldódásának mellékterméke.

A szebkha 0,05 mm-es anhidritszemcséi 30 cm-t is elérő gumókká növekedhetnek. Alakjuk többnyire a rétegzéssel párhuzamos vagy arra merőleges főtengelyű ellipszoid; máskor azonban gömbszerű, pellet vagy fészek alakú, megcsavart vagy szemölcsös. 2–100 µm hosszúságú, nemezszerűen összeszőződő, párhuzamos vagy sugaras elrendeződésű anhidritlécekből állanak. A gumók többnyire 3 mm és 2,4 m vastagságú rétegekben, „csirkebél”-szövetet alkotva fordulnak elő. Ezen belül a gumókat aragonitból vagy protodolomitos aragonitból álló iszapfilm, máskor törmelékes (kvarc, kalcit és földpát anyagú) eolianit keretezi. A sós síkságon belül BUTLER *et al.* (1982) az alábbi fáciesöveket különbözteti meg:

(1) Az intertidális öv legfelső, a szebkhával közvetlenül határos sávját kékeszöld algák aragonitos iszappal váltakozó, lemezes szövetéke alkotja; ez pedig az árapály öv alsó részében és a lagúnában keletkezett aragonitos iszapra települ. Az algás övben 2 mm hosszú, lencse alakú és a *c*-tengellyel párhuzamosan lapult gipszkristályok csapódnak ki; felszínét pedig helyenként aragonitból, magnezitből és protodolomitból álló, sokszöges szerkezetű kéreg vonja be (25.38 ábra: I.).

(2) A szebkha alsó részének kb. 30 cm vastagságú, gipszkásás fáciesét felül redőzött, alul sík algaszövetek jellemzi. A gipszkása alsó részének algafonalakat is tartalmazó aragonitjába még csak kevés gipszkristály iktatódik, felső részében azonban sok, 2 mm-es gipszkristály található, sőt ezek némelyike diagenetikusan 1,5 cm hosszúságúra növekszik.

(3) A szebkha középső részének felszínét sima vagy göröngyös kősóréteg fedi. A felszínközeli gipsz kristályhalmazait anhidritgumók és -rétegek kezdik helyettesíteni, az alattuk levő aragonitos iszap pedig protodolomitá alakul át. Az anhidritgumók száma és mérete a szárazföld felé haladva megnövekszik, és azok nagy — 30–100 cm átmérőjű — poligonokká kapcsolódnak össze.



25.38 ábra. Az Abu Dhabi szebkha vázlatos tömörszelvénye KENDALL—SKIPWITH (1969) nyomán, némileg módosítva

I. Az algaszövetek, II. a dagályszint közelében levő hely, III. a szebkha középső részének szelvénye.

1. Lagúna eredetű karbonáthomok és/vagy iszap. — 2. Elmosódottan lemezes karbonátos algatözegek. — 3. Poligonális szerkezetű algaszövetek. — 4. Lagúnaüledék kevés gipszlecsével. — 5. Algás üledék nagy gipszkristályokkal. — 6. Algatözegek a poligonális szerkezet maradványaival. — 7. Gipsz- és karbonát-pép. — 8. Anhidrit poligonok szélűjű karbonát- és kvarcsemmekkel. — 9. Gipszpépet helyettesítő, diapir szerkezetű anhidritréteg. — 10. Szélűjű karbonátba és homokba ágyazott anhidritlencsék és -gumók. — 11. Zsugorodási poligonokká alakult kősókéreg. — 12. A háttérbeli dombok terciér közelei. — 13. Pleisztocén eolianitok. — 14. Lagúnaüledék. — 15. Algatözegek. — 16. A szebkha fölfelé vastagodó anhidrit rétege. — 17. Jelenkori hordalékútok.

G: Gipsz. — Ag: Anhidritgumók. — Dsz: Dagályszint.

(4) A szebkha magasabb részét — amelyet már csak 4–5 évenként ér el a vihardagály — a kontinentális talajvíznek a tengeri eredetű talajvízzel való keveredése jellemzi. Felszínközeli újabb anhidritgumókból álló rétegek keletkeznek, a gipszkását 30 cm vastagságú, enterolitikus és diapirszzerű anhidritréteg váltja fel (I. kötet, 2.11 ábra; 25.12–13 és 25.28–29 ábra). A talajvíz fölfelé mozgásának eredményeként a fekvő algaszövetek és az alatta levő lagúnaüledék határán azonban sok és nagy lencses gipszkristály (szelenit), helyenként pedig kősócement is keletkezhet. A csirkebél szerkezetű anhidritet pedig 30–60 cm vastag törmelékes eolianit és elárasztásból származó üledék fedi.

(5) A szebkha colikus üledékekből álló, legfelső részének felépítését már csak a kontinentális talajvíz befolyásolja. E sávban 5 cm-es anhidritgumós és homokrétegek váltakoznak mintegy 2 m-en át, vagy 2,5 m vastagságú anhidritgumós rétegek fejlődnek ki, de az anhidritgumók gipszé való visszaalakulása is megfigyelhető. A 7 cm hosszúságot is elérő, másodlagos gipszkristályok az *a-c* sikkal párhuzamosan lapítottak, és anhidritlécekkel megosztottak. A pórusokba gipszcement rakódik be, és helyenként polihalitot és szilvit is tartalmazó, felszíni kősókéreg keletkezik.

A szebkhán folyó evaporitképződés tehát az árapály öv felső részének algaszövedékében bekövetkező gipszkicsapódással indul meg. Ez a folyamat az árapály fölötti öv mélyebb részében mindaddig fennmarad, amíg azt a lagúna vizének a szebkhafelszín alatti áramlása és a szebkhát is elborító sós árvizek nedvesítő hatása megengedi. A szebkha közepe tájától kezdve túlsúlyra jutó párolgás következtében az itt korábban kicsapódott gipsz *felülről lefelé haladva* anhidritté alakul át, a gipszkiválás lehetősége pedig egyre csökken. A 30% porozitású „gipszkása” 30 cm-es rétegét ugyanekkora vastagságú, de csak 20% porozitású anhidritréteg váltja fel. A kb. 2 mm hosszúságú gipszkristályokat helyettesítő, kicsiny gumókból álló, max. 0,5 cm-es anhidritlemezeknek szerves anyagú rétegekkel való váltakozása tömörödés esetén azokra a fosszilis anhidrit-varvitokra emlékeztet, amelyeket általában állóvízből kicsapódottnak szoktak tartani. A „csirkebél” szerkezetű anhidritet fedő, 30–60 cm vastagságú eolianitokban és elárasztásos üledékekben mutató anhidritgumók vékony rétegeinek keletkezése a vihardagályok okozta árvizek helyi besűrűsödéséhez kapcsolódik. A szebkha legfelső övében jelentkező anhidritgumók és gipszkristályok a freatikus vízmozgással kapcsolatosak.

A szebkha evaporitjainak a lagúnás és árapály övi üledékekre települése a szebkháknak a tenger felé való előnyomulását bizonyítja. Az ennek kapcsán létrejött és *fölfelé sekélyesedést* mutató szebkha-ciklus vázlatát a 25.29 ábra szemlélteti. Ez alulról fölfelé (1) az árapálysík alsó részének karbonátos iszapjával és/vagy keresztarétegzett karbonáthomokjával indul; ezt (2) algaszalagos és gipszrozzott karbonátiszap, majd (3) 20 cm körüli vastagságú és helyenként diapirszerű, tömött anhidritréteg követi; végül (4) eolikus, valamint vihar-elárasztásos karbonátok váltakozása zárja, amelybe redős és gumós anhidrit települ.

Szebkhák száraz és meleg éghajlaton, megfelelő talajvíz-áramlási viszonyok között mind karbonátos, mind sziliciklasztos tengerpartokon létrejöhetnek. Fosszilis lerakódásaikon a szebkha-ciklus sokszoros ismétlődése tapasztalható. Rétegsoraik általában jól rétegzett, algás, de rendszerint dolomitosodott karbonátokból, sziliciklasztos iszapokból, kiszorító jellegű szulfátgumókból, száradási kérgékből és szélfújta, lemezes vagy keresztarétegzett homokokból állanak. Ezeket olykor a sekély lagúnák és árapálysíkágok felszakított és áttelepített üledékei tarkítják. A szulfátanyag zöme anhidrit és gipsz, esetleg cölesztin; barit csak nyomokban. [CODY—HULL (1980) szerint az anhidrit — a szervesanyag-tartalom függvényében — elsődleges is lehet.] A Ca-szulfátok mennyisége a karbonátos szebkhán — ahol a dolomitosodás sok  $\text{Ca}^{2+}$  iont szabadít fel — természetesen sokkal nagyobb, mint a sziliciklasztos szebkhákon.

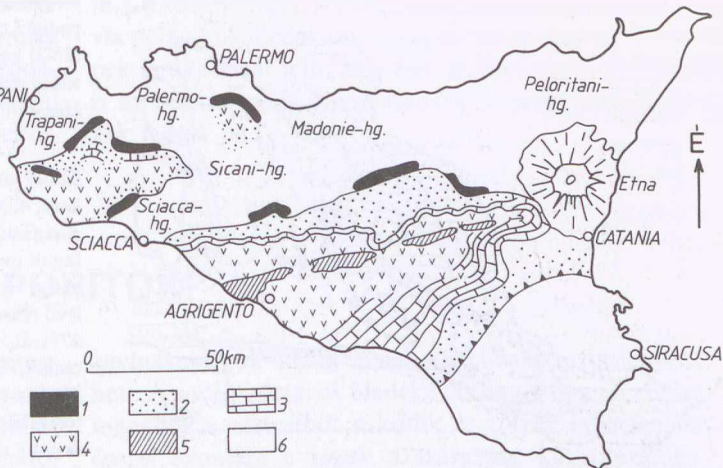
### 25.243 A sekélyvízű mélymedence modell.

A szebkhák üledékképződésének az árapály övi algaszövedékkel való kapcsolata szükségessé tette az evaporitok sekélytengeri eredetének ismételt átgondolását. Az archaikum óta ismeretes algaszövények és algás sztromatolitok létrehozói, a kékeszöld algák a jól átvilágított (fotikus) vizekhez kötődnek. Nem föltétlenül igényelnek sós vizet, de könnyen alkalmazkodnak a zártabb lagúnák, öblök, árapályközi és árapály fölötti síkságok megnövekedett sótartalmához is. Ez bizonyos fokú védelmet nyújt számukra a velük táplálkozó állatokkal szemben; a túlsós vízből kicsapódó gipsz azonban hamarosan átnövi az algaszálakat. Amíg a bekérgező algaszövedék vízhez és fényhez jut, addig gipszburka ellenére életben marad. Túlságosan nagy sótartalom esetén azonban az algák elpusztulnak, a gipsz pedig addigi, átnöví alakjától eltérő formában, megvastagodva növekszik tovább. A sótartalom csökkenésével újakezdődő alganövekedés üledék- és gipszrészecskék befogásával karbonátos, kovás vagy szulfátos sztromatolitok keletkezését eredményezheti. A víz töménységének a gipszkiválás szintjén való állandósulása esetén viszont szelenites ikrekből álló gipszpadok képződnek, amelyek morfológiáját a víz szervesanyag-tartalma határozza meg (25.2321. fejezetrész). Gipsz csak  $\text{O}_2$ -tartalmú vízben képződik, mert az  $\text{O}_2$ -hiányos vízben uralomra jutó szulfát-redukáló baktériumok tüstént lebontják. A vastag gipsztelepek kialakulásának esélye tehát a túlsós sekélytengerekben a legnagyobb. Az elsődleges gipsz sekélyvízi eredetét a benne fennmaradt algafonalak, sós vízi rákpeték, pelletek, onkoidok mellett rétegbelseji és rétegfelületi szerkezetek is bizonyíthatják, és ennek nyomai a gipsz utáni anhidritben is fennmaradhatnak. A túlsós vízű tengeröblöknek és lagúnáknak az átlagos sótartalmú megfelelőiktől erősen eltérő fáciesorai hamarosan a feljük előnyomuló szebkhák részeivé válnak, és bizonyos fokig át is alakulnak [SCHREIBER—HSÜ (1980) szerint „szebkhásodnak”]. Ha az átalakulás erős, akkor a víz alatti gipsz tömeges vagy gumós anhidritté válik. A szubtidális és szupratidális üledékek együttes vastagsága természetesen sokkal nagyobb lesz, mint amit az egyszerű szebkha létrehozhat.

A szicíliai felső-miocén messinai emeletébe sorolt és a fentiek alapján sekélytengerinek minősülő gipsz-anhidrit összetétét nehéz lenne az OCHSENIUS-féle modell alapján értelmezni. Ez a törmelékes üledékekkel kezdődő, majd evaporációs karbonátokból, gipszből és kevés kősóból álló üledéksor PALMER—ZUMBERGE (1981) szerint azokra a foltzátony-kifejlődéssel végződő, felső-törtónai pelágikus lerakódásokra települ (25.39/a ábra), amelyek a középső-törtónai hegységképződés során kialakult tektonikai takarókat fedik. Ennek a messinai emelet kb. 2 millió esztendeje alatt

25.39/a ábra. A Szicíliai-medence földtani térképázata PALMER—ZUMBERGE (1981) nyomán

1. Tortónai-messinai zátonyok. — 2. Törmelékes üledékek. — 3. Evaporációs karbonátok. — 4. Gipsz. — 5. Kő- és kálisók. — (2–5. Messinai emelet: felső-miocén) — 6. Tortónainál idősebb képződmények.

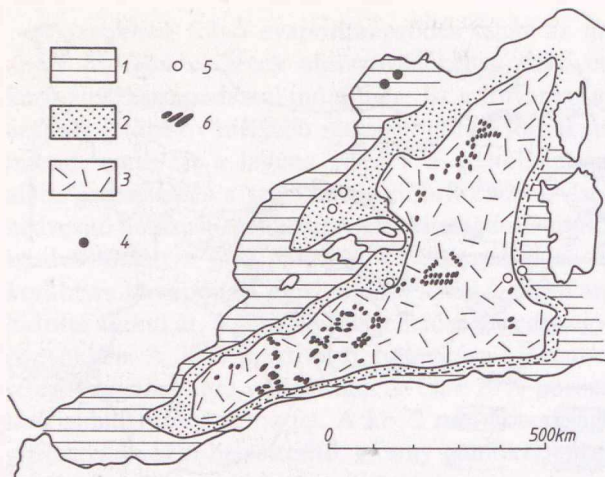


2 km összvastagságot elért — tehát évi 1 mm-es süllyedésre utaló — rétegsornak az ülepitő vize az OGNIBEN (1957a) és HARDIE—EUGSTER (1971) által tanulmányozott üledékjegyek szerint a 100—150 m mélységet nem haladhatta meg (25.39/b ábra). A reá illő „sekélyvízű sekély medence” kifejezéssel szemben akkor támadt bizalmatlanság, amikor az 1970-es években mélyített fúrások lényegileg ugyanazt az evaporit-

összletet tárták fel a 2500 m körüli legnagyobb mélységű Baleári-medence pelágikus pliocén üledékei alatt, a szeizmikus adatok szerint 1—2 km közötti vastagságban, mint amely Szicíliában felszínre búvik (25.40 ábra). Ez az elrendeződés a Földközi-tenger medencéje fiatal tektonikai mozgásainak feltételezésével viszonylag könnyen értelmezhető lenne. Ezzel szemben HSÜ—CITA—RYAN (1973) — bizonyára a felső-tortó-

		A sótartalom növekedésének iránya				
Rezsim		Szulfát		Kősó		
Szárazulat	Vadózus	Kontinentális szebkha (playa-fó)				
			Dagály fölötti öv	Vadózustól freatikussig	Parti szebkha	
Sekély tengeri öv	Fotikus öv	Nyugodt				Áramlásos
		Szubfotikus öv	Gipszlepcsék	Keresztrétegzés	Áramlási fodor	"Hopper" kristályok
	Szelenitek karbonáttal		Hullámosan összefonódó rétegek		Keresztrétegek	
	Karbonát nélküli szelenitek	Törmelékár-üledék	Zagyár-üledék	Lemezes kősó		

25.39/b ábra. A szicíliai felső-miocén evaporitok üledékszerkezeteinek az ülepedési környezetek szerinti megoszlása. — SCHREIBER et al. (1976) nyomán



25.40 ábra. A Baleári-medence felső-miocén (messinai emeletbeli) evaporitjainak elterjedése Hsü *et al.* (1978) szerint

1. Karbonátok. — 2. Anhidrit. — 3. Kősó (halit). — 4. Kőolaj-kutak. — 5. Tengeri mélyfúrások. — 6. Szeizmikusan feltételezett sódóмок.

nai üledékek zömének képződési mélységét túlértékelve — abból indultak ki, hogy a Földközi-tenger Ny-i medencéjének mai topográfiája már a messinai emelet idején fennállott. Mivel a fúrási magokban szebkha típusú üledékeket, édesvízi lerakódásokat és folyóvízi működésnyomokat véltek fölfedezni, a sekélyvízi és parti evaporitkiválás színterét a Gibraltári-szoros elzáródása és a tengervíz elpárolgása után tántongva maradó mély medencébe helyezték. Feltételezték, hogy a nagy evaporitvastagság a Gibraltári-szoros 11-szer (!) ismétlődő megnyílásának, elzáródásának és a víz ezt követő elpárolgásának a következménye. A szoros megnyílásai alkalmával az Atlanti-óceán vize 1 km magasságú zuhatagokon át nyomult az időközönként „csontszárazzá” vált medencébe. Csak utolsó — pliocén eleji — megnyílása után állandósult benne a maihoz hasonló, pelágikus üledékképződés (I. kötet, 10.69 ábra).

Ez a „sekélyvízi mélymedence modell” azonban — széles körű népszerűsítése ellenére — napjainkig a támadások keresztüzében áll. Cáfolja mindenképp Hsü *et al.* (1973) ama állítását, hogy a Földközi-tenger 3,7 millió km<sup>3</sup>-nyi víztömegének — a jelenlegi, 3300 km<sup>3</sup>/év bruttó párolgási veszteség mellett — a Gibraltári-szoros elzáródása esetén — 1121 esztendő alatt teljesen ki kellene száradnia. Ezt DEBENEDETTI (1982) szerint már a belé ömlő folyók sem teszik lehetővé.

Másrészt a HARDING-féle szabály (*in* MEINZNER 1942) értelmében az evaporáció mértékének a sótartalom-növekedés %-a arányában az alábbi képlet szerint kell csökkennie:

$$E = E_0 - E_0(S - S_0/100) = E_0[1 - (S - S_0)/100], \quad (25.3)$$

ahol  $E_0$  az  $S_0$ % sótartalmú felszíni sósvíz évi evaporációja,  $E$  pedig az  $S$ -re növekedett sótartalmú vize (m/évben). A mai Földközi-

tengerben az  $S_0$  értéke CLARKE (1924) szerint 3,86%, az  $E_0$  értéke pedig LOTZE (1957) szerint 1,88 m/év. Ha ezeket az értékeket a (25.3) képletbe behelyettesítjük, az  $E$  m/év értékei minden, besűrűsödés révén keletkezett és g/dl-ben kifejezett sótartalomra könnyen kiszámíthatók:

$$E = 1,88[1 - (S - 3,86)/100]. \quad (25.4)$$

Ebből következően  $E$  értéke az eredeti térfogatának 3,2%-ára csökkent, 42,6%-os sótartalmú tengervízben már csak 1,15 m/év lenne. Ráadásul párolgás és besűrűsödés közben a víz alatti hátságokkal tagolt medence vize a mind nagyobb mélységek egyre kisebb térfogattal rendelkező területeire korlátozódik. — 2,5 km mélységben levő részeinek területe pl. a mai vízfelszínnek (2,5 millió km<sup>2</sup>) csak 27%-át, térfogata pedig a teljes (3,8 millió km<sup>3</sup>-nyi) térfogatnak csak 8,7%-át teszi ki. E szint 44,4%-os sótartalmú vizének a párolgás és a vízutánpótlás különbségéből adódó *tiszta* evaporációs veszteségében viszont már az utánpótlódás kerekednék felül, ezért az negatív előjelűvé válnék. A medence tehát csak akkor száradhatna ki teljesen, ha 19 millió km<sup>2</sup>-nyi vízgyűjtőjének valamennyi vízfolyása elapadna. Kiszáradása azonban ekkor is a Hsüék által feltételezettnél lényegesen hosszabb időt venne igénybe.

DIETZ és WOODHOUSE (1988) a Baleári-medence magmintáin látható egyes üledékjegyek minősítésének helyességét kétségbe vonják. A „száradási repedéseket” pl. szinoretikus (víz alatti) eredetűeknek, a „sztromatolitokat” meggörbült ritmiteknek tartják. Kiemelik a medencealjzat „csontszáraz” volta és az abba vágódott „folyóvölgyek” közötti ellentmondást, és e völgyeket a kontinentális lejtő zagyáiraival hozzák kapcsolatba. A Gibraltári-szoros földtanilag rövid idő alatt 11-szer ismétlődő kiemelkedését a jobbos eltolódású és szubdukciós kéreglemezek mentén valószínűtlennek minősítik. A víz alatti magaslatokat is beborító, egységes evaporittakaró föltételezését a medencefenék 90%-ának szárazra kerülése miatt lehetetlennek tartják. Kifogásaik alapján a megoldást a SCHMALZ-féle „mélyvízi mélymedence modell” alkalmazásában látják.

A 22 helyen mélyített 37 fúróluk közül csak 13-ban harántolt evaporitok néhány m<sup>3</sup>-éből levont genetikai következtetések több, mint 1 millió km<sup>2</sup>-re történt, szeizmikus mérésekkel alátámasztott kiterjesztése tehát számos, még megoldatlan problémát vetett föl. Valószínű *ui.*, hogy a Nyugati Mediterráneum „sótartalom-krízise” nem egyedi, helyi vagy alkalmi jelenség, hanem a Földközi-tenger szélesebb környezetében létezett, neogén korú epikontinentális és beltengerek általános fejlődésének egyik láncszeme. Ennek keretébe tartozhat pl. az erdélyi, az aknaszlatinai, aknasugatagi, sóvári és a wieliczikai bádeni korú (tehát némileg idősebb) kősótelepek keletkezése és a Pannon beltenger szarmata—pannoniai korú lefűződése is. Ezekkel az európai és afrikai lemezek kollíziójával kapcsolatos evaporittelepekkel szemben az Atlanti-kum DK-i peremvidékén s az etiópiai *Danakil-süllyedékben* kimutatott, nagy vastagságú evaporitok a kontinentális kéregnek az óceánok szétterülését megelőző felszakadási (riftesedési) fázisában keletkez-

tek. A riftesedés során gyorsan mélyülő és eleinte sok terrigén üledéket tartalmazó medencék valószínűleg ismétlődő kapcsolatba léptek az óceánnal. Elzáródásaikat követően a beléjük ömlő folyók hordalékaival és a bepárolgás nyomán kicsapódó sórétegekkel feltöl-

tódve sós mocsarakká alakultak. A be-betörő óceánvíz pelágikus üledékekkel megszakított vastag sótelepek lerakódását tette lehetővé. Ezeket azonban végül is az óceánosodás előrehaladásával pelágikus üledékek fedték be.

## 25.3 A KONTINENTÁLIS EVAPORITOK

A nem-tengeri evaporittelemek általában kis rétegvastagságúak, vegyi összetételük pedig igen változatos. Ennek oka a szárazulati vizek átlagos sótartalmának (1. 25.1 táblázat) ama eltolódásaiban keresendő, amelyeket környezetük közettani felépítése, morfológiája, az éghajlati és mállási folyamatok különlegessége, sóforrások feltörése, a víz tengermaradványjellege, egykori sótelepek és sókérges feloldódása, a felszínen vagy felszín alatt áramló vizeknek a lefolyástalanság okozta koncentráció-növekedése idéz elő. A keletkező fontosabb sóásványok összetételét a 25.3 táblázat szemlélteti.

A teresztrikus sókiválás tipikus formái csak a rendelkezésre álló sósvíz mennyiségében és besűrűsödésének módjában különböznek egymástól. Térbeli kapcsolódásuk a sóüledékek öves elrendeződését, időbeli

egymásutánjuk pedig azok ciklicitását eredményezheti. A *sekély sóstavak* üledéke tavasszal és nyár elején magából a víztestből rakódik le. Nyár közepén és ősszel azonban e tavak a szárazság következtében összezsugorodva *sósmocsárrá*, pocsolókkal tarkított *sós síkságokká* alakulhatnak át, amelyek sói a még nedves iszap felszínén és belsejében csapódnak ki. A teljesen kiszáradt és összeropedezett egykori tószegélyeket viszont a pórusvizek kapilláris fölemelkedéséből táplálkozó *sókivirágzások* és *sókérges* jellemzik. A különbség csupán annyi, hogy — a sóstavak, sós mocsarak és sós síkságok arid klímához való szigorú kötöttségével szemben — kisebb terjedelmű sókivirágzások kissé nedvesebb éghajlatú területeken is előfordulnak. Fennmaradásukat azonban a sók visszaoldódása erősen gátolja.

### 25.31 SÓKIVIRÁGZÁSOK ÉS SÓKÉRGEK

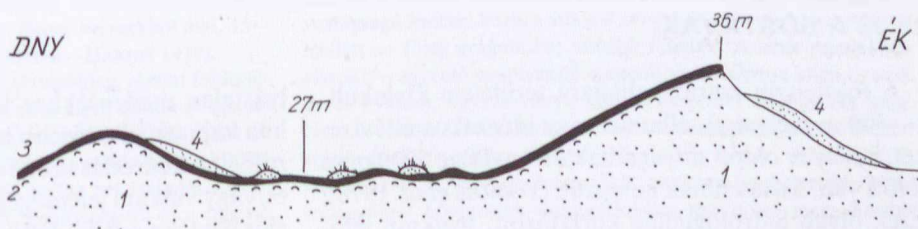
Ezek a beszivárgó csapadék vagy a kapillárisan fölemelkedő talajvíz teljes besűrűsödése révén keletkeznek. Anyaguk  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{NaCl}$ , ritkábban a Ca- és Mg-szulfátok, Na-karbonátok, Na- vagy K-nitrátok valamelyik változata (WATSON 1979). A nitrátok és szulfátok képződését gyakran nitrifikáló és kénbaktériumok okozzák. Nagyobb területen a dél-amerikai Atacama- s a DNY-afrikai Namíbiai-sivatagban, Belső-Ázsia sztyepein, az Arab-félsziget belsejében, a Kaszpi-tó vidékén, a Szahara É-i és D-i peremvidékén található. Ide sorolhatók hazánk vakszik- és salétromsós-kivirágzásai is (1. kötet, 2.40—2.42 ábra). Szemiarid tájakon a leggyakoribbak; olykor — mint

Rudabányán is — az ércelőfordulások oxidációs zónájában folyó mállás beszáradásos termékei. Jelenkori gyakoriságuk ellenére, feloldódásuk következtében alig fosszilizálódnak.

A *gipszkéreg* néhány mm és néhány m közötti vastagságú, laza, porszerű vagy cementált, kristályos, a regolit legfelső 10 m-ének felszínén vagy belsejében — a talajvíz szintjén — képződő gipszkiválás. A tunéziai gipszleplek 50%-ban gipszből álló, porszerű anyagát a szél helyenként dűnékké halmozza fel. Keletkezésük évi 200 mm-nél is kevesebb csapadékot, valamint erős párolgást feltételez (25.41/a ábra).

25.41/a ábra. Gipszkéreg a tuniszi Schott el Djerid-től D-re levő futóhomok buckákon. — COQUE, R. (1962) in SCHWARZBACH (1974) után

1. Kötött homok. — 2. Gipszes homok. — 3. Gipszkéreg. — 4. Mozgó futóhomok.



## 25.32 SÓS MOCSARAK ÉS SÓS SÍKSÁGOK

Azokat az időszakosan sekély vízzel borított területeket soroljuk ide, amelyek törmelékes iszapját a nedves periódusokban többé-kevésbé koncentrált sóoldatok itatják át, szárazság idején pedig a besűrűsödő pórúsvizekből kiváló sókristályok cementezik. A sósványok felszínén vagy a vadózus zónában való kiválása még a lefolyó vizek tová szélesedése előtt bekövetkezik. Ezek a karbonátos és kovakérgekhez hasonló genetikájú, de könnyen oldódó sókból álló, keménykérges — *vízrekesztő fekvő esetén* — az elárasztó sósvizek viszonylag homogén bepárolgási termékei; csikjaikat csak az elárasztási időszakok iszapja választja el egymástól. [Jó példája ennek az Indus deltájától DK-re levő *Rann of Cutch*, amelynek sói PLATT (1962) szerint az 1800 km<sup>2</sup>-nyi alluviális síkságon évente ismétlődő folyami árvizek utáni sómocsarak üledékei.] A *vízátbocsátó kőzetek* sókérges — az elárasztás idején lefelé, kiszáradáskor pedig fölfelé mozgó pórúsvizek oldó, ill. sólerakó tevékenységének váltakozása miatt — gyakran hálózatos sócementben szegényebb és gazdagabb ritmusokból állanak.

A *felszín alatt* áramló sósvizek csapadéka vagy a tavat szegélyező hordalékkúpok durva üledékében alkot pórúskitöltő kalcitcement, vagy kiszorító, illetve üregkitöltő kalcit- és gipszkristályok, kristályhalmozatok és gumók alakjában jelenik meg a sós síkság homokos lerakódásaiban. A nehezebben oldódó karbonátok korábbi kicsapódása következtében a karbonátok a beáramlás forrásához, a gipsz pedig a tóhoz közelebb övben helyezkedik el. A karbonátok kicsapódási zonációja a tiszta kalcittól a Mg-dús kalcit felé halad.

A legnagyobb sós mocsarak és síkságok lefolyástalan belföldi medencékben [az Ural és Volga között, Közép- és Kelet-Kazahsztánban, az Anatóliai-fennsíkon (Tu cölü), Iránban (Nagy-Kevir), Kína Szinkiang tartományában és Tibetben, India, Pakisztán és Afganisztán területén, Észak-Afrikában és Ausztráliában, az argentinai Atacama-sivatagban, valamint Kaliforniában (Saline és Death Valley, Deep Springs és Searles Lake)] található. E különböző helyi elnevezésekkel (*playa, salar, kevir* stb.) illetett területeknek a sói — az állandó sóstavakéhoz hasonlóan — többnyire a szomszédos nedvesebb éghajlatú területek magmás és

üledékes kőzeteinek mállási kérgéből származnak, és vízfolyások vagy vízáramlások révén kerülnek kiválásuk helyére (Tarim-medence). Ahol azonban az üledékes kőzetek szemcséihez tapadva fennmaradt tengeri sókból vagy idősebb sótelepek anyagának újrafeloldódásából erednek (Volga–Ural köze, Irán), vagy éppen a kontinensek és tengerek peremvidékén fejlődtek ki (mint pl. Észak-Afrika *sotjain*, a Perzsa–Arab-öböl *szebkháin*), ott a belföldi sós mocsarakat uraló Naszulfát és szóda helyett kalcit, aragonit, dolomit, anhidrit és gipsz, sőt olykor kősó kiválásával is találkozunk.

Az időszakos vizállások kiszáradása utáni, sima vagy egyenetlen felszínű sókérges szöveti és kőzetszerkezeti formái igen változatosak. Rendszerint cukorszövetűek; 5 mm-nél kisebb, izometrikus sókristályokból állanak. Ülepedésből származó *elsődleges szerkezetűket* a hasonló ásványtani összetételű, néhány mm vastagságú *sólemezeknek* az elárasztás és kiszáradás évszakos ismétlődésével magyarázható váltakozásai jellemzik. Elsődlegesen a sókérges megjelenő, de eltérő ásványtani összetételű *sólencsék* is; ezek keletkezése a talajvíz kapilláris evaporációjával függhet össze. Ide sorolhatók végül a néhány dm-től 1,5 m-ig terjedő átmérőjű *száradási poligonok*.

A mindezeket módosító *másodlagos szerkezeteket* a forrásokból és árvizekből eredő édesvízi elárasztás, az eső és köd, a szél, a napi hőmérséklet-ingadozás és tektonikai mozgások hozzák létre. Az édesvíz csipkés és tornyos formákat, csatornákat old ki a sókérges felszínén. A talajvíz vagy a kéreg alatti források által kioldott üregek beomlása nyomán pedig kisebb-nagyobb *sódolinák* képződhetnek. A sók kikristályosodása okozta nyomófeszültségek a max. 1,5 m átmérőjű száradási poligonok oldalain a sókérges lemezeinek a felszínre merőleges irányú egymásra torlódását eredményezik. Az így kidudorodó, poligonális lemezorok közepén az esővíz és a köd hosszú csatornákat, a sófelszín laposabb részein kisebb *sócsészéket*, a sókérges belsejében pedig *sógumókat* vagy *sósztalaktitokat* hoz létre. A még vízzel borított felszínnek szélfújta permete a szélirányra merőleges, gumós szerkezetű *gipszgátak*, a sókérges porló anyaga pedig *hosszanti dűnék* és *barkánszerű alakulatok* formájában halmozódhat fel. Vető menti mozgások felújulása többnyire csak légifényképeken szembetűnő óriáspolygonok, szakadékok és teknők, s a törési övekhez kapcsolódó *breccsák* révén érzékelhető (ERICKSEN —STOERTZ 1978).

A karbonátos és a gipsz feltöredezett darabjai kavics, homok és kőzetliszt méretű szemcsékként sodródhatnak tovább; legömbölyített formáik, áramlási leülepedési szerkezeteik és peloidális szövetük révén jól felismerhetők *intra-klasztokként* ágyazódhatnak a playa és a sóstó üledékei közé (HARDIE *et al.* 1978). A felszíni vízfolyások Ca-karbonátja pedig travertinóként csapódhat ki a források és vízfolyások mentén.

## 25.33 A SÓSTAVAK

A földfelszín száraz éghajlatú területein kialakult, 1–400 m mélységű, állandó vagy időszakos állóvizet, amelyek oldott anyagainak mennyisége 5000 ppm fölött van, sóstavaknak nevezzük (HARDIE *et al.* 1978). Ezek olyan hidrológiaiag korlátozott, gyakran lefo-

lyástalan medencékhez kötődnek, amelyek csak ritkán kapnak jelentősebb mennyiségű csapadékot. Hidrológiai lezáródásukat rendszerint hegység szerkezeti és/vagy vulkáni jelenségek, glaciális törmelék, gravitációs üledékmozgás, defláció okozta elgátolás, Mon-

góliában a téli jégencsék nyári kiolvadása idézi elő. A magashegységeknek az uralkodó szélirányra merőleges, esőárnyékos medencéiben és völgyeiben a leggyakoribbak. Mivel az itteni vízfolyások hordalékának zöme a medenceszegélyek hordalékkúpjaiban lerakódik, a sóstóba többnyire csak azok egyre inkább besűrűsödő vize jut el. A sóstó alakját és kiterjedését a vízutánpótlás és a párolgás arányának időbeli változásai szabják meg.

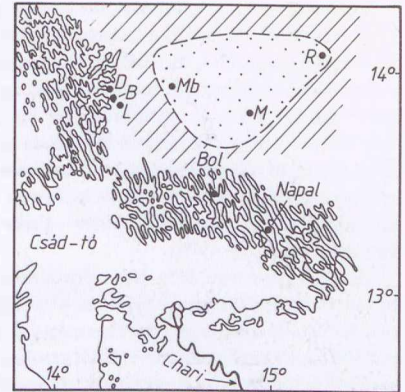
Az időszakos tavak üledékképződését PERTHUISOT (1980) szerint

- a vastag sórétegek ritkasága, a törmelékeny alkotók nagy mennyisége,
- a Ca- és Mg-karbonátos fázis háttérbe szorulása,
- a szabad víztömegből s a kapilláris evaporációból származó sók koncentrikus övekben történő, egyidejű kiválása (l. 25.33 ábra),
- teljesen a szomszédos területek közettani és hidrológiai viszonyaitól függő, tengeri környezetben ismeretlen vagy igen ritka elsődleges ásványtársulásokat eredményező, sajátos geokémia, és
- sőtűró élettársaságok esetleges fellépése jellemzi.

A változó víztükrű afrikai Csád-tó környékét a kvarter meleg szakaszaiban a sókiválás és a sivatagi dűnék képződése, pluvialis szakaszaiban pedig a folyóvízi delták elnyomulása és édesvízi diatomitoknak a lerakódása jellemezte. A tó tükre ma kb. 20 000 km<sup>2</sup>; 6000 évvel ezelőtt 350 000 km<sup>2</sup>-t borított; azt megelőzően viszont csaknem teljesen kiszáradt. A több folyó táplálta, édesvízű tónak ma csak az ÉK-i oldalán megy végbe evaporitkicsapódás (25.41/b ábra). Ennek az ún. Kanem-régióknak több száz, 1–2 km<sup>2</sup> kiterjedésű dűneközi mélyedését a tó 6000 év előtti állapotából származó, agyagásványokból (kaolinit, montmorillonit, illit), diatomitból és karbonátból álló, néhány m vastagságú réteg borítja. A jelenleg száraz mélyedésekben a kis mélységű talajvíz hajszálcsöves párolgásából származó, Na-ban dús evaporitok képződnek; másokat viszont tavak töltene ki. A Csádhoz közeli tavaknak a Csáddal való kapcsolatát vízszintjük ingadozásának azonos irányzata mutatja; vizük nagy része mégis csapadékból és a Kanem talajvizéből származik (ROCHE 1973).

MAGLIONE (1974) szerint a Kanem térségében három sófácias különíthető el. A Csádhoz közeli tavacsák vizének összetételét ui. a Csád vize, a távolabbiakét az Ős-Csádtól nagyobb Na/Cl, valamint HCO<sub>3</sub>/Cl arányt örökölt talajvíz befolyásolja. A Csádhoz közeli Liwa-tóból — amelynek közepe 300-szor több oldott só tartalmaz, mint az 1000 ppm sótartalmú Ny-i széle — főleg trona, valamint — zónás csozlásban — kősó és nahcolit, helyenként pedig termónátrit, gipsz és nátrit válik ki. A felszín alatti, még nem konszolidálódott iszapokban — kapilláris evaporáció révén — egész sor autigén ásvány (Mg-kalcit, gaylussit, magadiit, nahcolit, Mg-montmorillonit, mordenit) keletkezik. Az iszapok reduktív jellege miatt azonban csak kevés szulfát képződik. — Ezzel szemben a Csád-tó Napal nevű szigetén levő kis tavaknak a főtóból származó, a CO<sub>2</sub>-vesztéssel együttjáró kalcit-kicsapódás és az oxidációs viszonyok miatt Na–Mg–Cl–SO<sub>4</sub> jellegűvé vált vízből thenardit, kősó, northupit és asztrahánit válik ki, finom lemezekből álló, 15–20 cm vastagságú réteget alkotva (EUGSTER—HARDIE 1979).

A kelet-turkesztáni Lop-nór részint történetileg, részint földtaniilag igazolt hely- és alakváltozásai a Tarim folyó száraz és nedves időszakokban bekövetkező mederváltozásaival függenek össze (l. kötet, 8.3 ábra). — A homokbuckák közötti mélyedéseket kitöltő szikes tavaink egy része viszont a száraz évszak beköszöntével teljesen kiszárad, hiszen létük a csapadék mennyiségétől és a talajvíz helyzetétől függ.



25.41/b ábra. A Csád-tó ÉK-i részének vázlatos helyszínrajza EUGSTER—HARDIE (1979) szerint

B: Bodou. — D: Djikare. — L: Liwai-medence. — M: Moilo. Mb: Mombolo. — R: Rombou.

A jelenleg max. 8,5 m mélységű, túlsós vizű *Great Salt Lake* pleisztocénbeli elődje, az édesvízű *Bonneville-tó* 800 000 éves története folyamán 28-szor száradt ki. Mai 5620 km<sup>2</sup>-nyi területe mindössze tized része annak, amit az utolsó interglaciális kezdetének csapadékos-jéglvadásos időszakában elfoglalt. Ennek ellenére, hogy jelenleg csupán évi 110–400 mm csapadékot kap, patakok és sóforrások táplálta vize a 20. században mégis csak két alkalommal vált NaCl-ra telítetté. A tó áramlásai ui. a sekély és mély vizek koncentrációját kiegyenlítették. Ezért a tó széléin sokáig csak mirábilis vált ki, de a tavaszi és nyári hónapokban ez is feloldódott. Az 1959-ben épült s a tó É-i végét a D-től elválasztó, bár permeabilis gát azonban jelentősen megváltoztatta a tóvíz összetételét, mert a) a sósvíz-beömlés és az erős párolgás miatt az É-i rész vizének NaCl-tartalma 320 g/l-re emelkedett, b) a D-i rész pedig az alsó sósabb vízréteg kialakulásával rétegzett vízüvé vált. E hígabb vízből — Mg-kalcit és dolomit mellett — főleg kalcit, szepiolit és kevés gipsz csapódik ki. A tó elsődleges üledékei tehát agyagásványok és karbonátok. A karbonátok egy része fekális pellet, mészalgák váza és ooid.

A mély tektonikai árokban fekvő, 940 km<sup>2</sup> területű *Holt-tenger* É-i, 350 m mélységű részének 40 m mélységig — az évszaktól függően — 18–32 °C-ú vizét a Jordán folyó szulfátos-hidrogénkarbonátos vizet 1975 előtt sűrűség szerint rétegezte. Sótartalma és sűrűsége csak a 100. m-ben érte el a mélyebb víztömegeit jellemző 32,5%, ill. 1,232 g/cm<sup>3</sup> értéket. A légköri hőmérséklet-ingadozásoktól megvédett, nagyon homogén összetételű, Na–Mg–(Ca)–Cl típusú alsó vízréteg hőmérséklete 22–23 °C körül állandósult. A légkörről szabadon érintkező felső vízréteg hőfoka és sótartalma viszont a folyótorkolattól távolodva növekszik; legnagyobb értékét a tónak a Lisan-félszigettől D-re levő, 10 m-nél kisebb mélységű részében éri el; ezért itt — gipszen és anhidriten kívül — helyenként kősókérgek, -fodrok és -ooidok is keletkeztek. Ugyanakkor az É-i medencerész felszínén csak gipsz és kevés aragonit együttes kiválását lehetett megfigyelni. A gipsz/aragonit arány azonban a mélység felé egyre inkább az aragonit javára toldott el. A fenékszap mm vastagságú lemezei közül a világos színűeket — kevés kalcit és gipsz mellett — főleg aragonitból állónak találták. A sötét színűekben viszont — egyenlő mennyiségű aragoniton és kalciton kívül — csak kevés kvarcot, agyagásványt, gipszet és piritet állapítottak meg. NEFF és EMERY (1967) szerint a világos lemezek anyaga a különösen száraz éveknél a víz „fchérédece” által is jelzett, megerősödött felszíni ásványkiválásaiból származik, amikor a finom terrigen iszap leülepedését bőségesebb aragonitkiválás szakította meg. Kiseb mélységekben a gipsz egy része meg is maradt; nagyobb mélységekben

ben azonban — a szulfátredukáló baktériumok hatására — java-részt elbomlott, és kalcittal helyettesítődött. A sötét lemezek tehát a kevesebb aragonitot, de több finom törmeléket szolgáltató, nedvesebb évekből származnak, amikor a gipsz redukciója nyomán keletkező  $H_2S$  egy része az agyagásványok Fe-tartalmával pirit alakjában kötődött meg. Az iszapos és a tiszta karbonátos lemezek már 1500 éve tartó, de nem szezonális képződése előtt egyébként az É-i medencerészben is kősó rakódott le, és a tó vizének mai sótartalma az akkori sósvíz maradéka (NEEV—EMERY 1967; LERMAN 1967; EUGSTER—HARDIE 1979).

A Holt-tenger vize 80%-ban a Jordánból, 8%-ban a felhőszakadások vizéből, 12%-ban a peremén levő sóforrásokból utánpótlódik. Sótartalmának nagyobb része mégis ez utóbbiaknak a Jordánénál 300-szor koncentráltabb vizéből eredhet. A tó vizének rétegzettségé — a folyóvízi utánpótlásnak az utolsó évtizedekben történt csökkentése következtében — megszűnőben van. Telített — vagy a telítettséghez közel álló — mélyvizeiből, amelyek a tó konvekciós áramlásainak felújulása után ismét közvetlen kapcsolatba kerültek a légkörrel, újra megindult a kősó kiválása (NEEV 1977 in PERTHUISOT 1980).

Az egykori tengerekről lefűződött tavak eredetileg kloridos jellegét a beömlő folyók másféle kémizmusa idővel erősen átalakítja. A Kaszpi-tó vize pl. — amely pedig kétségkívül a neogén Paratethys maradványa — a kvarter folyamán részint nagyon felhígult, részint az eredetinel jóval szulfátosabb lett:  $Cl^-$ -tartalma az összes iontartalom 42%-ára csökkent,  $SO_4^{2-}$ -tartalma viszont annak 23,9%-ára emelkedett.

A tengervíz összetételét leginkább azon sóstavak és sós lagúnák vize közelíti meg, (1) amelyeknek a tengerrel való — legalább időnkénti — kapcsolata mindmáig fennmaradt, ill. (2) amelyek sótartalma egykori sótelepek feloldódásából vagy a tengervíznek a kőzet porusaiban rekedt maradékából származik.

Számos (1) csoportbeli sós lagúna van a Mexikói- és a Perzsa–Arab-öböl, valamint a Vörös-tenger partjai mentén. [GRABAU (1920) szerint a szuezi Great Bitter Lake-ből 80 km<sup>2</sup> területen kb. 20 m vastagságú sóréteg rakódott le.] — Az (1) csoportba sorolhatók azonban azok a tavak is, amelyek sós vize a tengertől elválasztó gáton szivárog át. Ilyen pl. a ciprusi Larnaca-tó, melynek egy 1,5 km<sup>2</sup> területű homok- és kavicsgáton keresztülhatoló vizéből nyáron só rakódik le. — Az Adeni-öbölnek a tőle 15 km-re és 155 m-rel mélyebben fekvő Assal-tóba átszivárgó vize sóforrások alakjában jelenik meg az átlagosan 32% sótartalmú tóvíz K-i partján.

Az Assal-tó STIELTJES (1973) in PERTHUISOT (1980) szerint egy az Adeni-öböllel párhuzamos tektonikai árok ÉNy-i végének 54 km<sup>2</sup>-ét foglalja el úgy, hogy hozzá ÉNy felől még egy hasonló nagyságú, konyhasós síkság csatlakozik. Az i. e. 2500 és 5000 év közötti időben még édesvízű tó volt; ezt édesvízi diatomiton nyugvó édesvízi mészkörtegek tanúsítják. Azóta az utóbbiakat > 50 m vastagságú gipszréteg, az ÉNy-i sós területen pedig 80 m vastag NaCl-réteg fedte be. A tó vizének összetételét a tengervíznek tektonikai törésvonalakon történő átszivárgása változtatta meg. A beszivárgás közelében ma is csak szulfát rakódik le; kősó a tónak innen legtávolabb eső, legnagyobb koncentrációjú partjain válik ki.

A (2) csoportba sorolható a Salton-tó, amely a Colorado-folyónak a Salton süllyedékbe történt 1906. évi betörésekor, az ott levő tengeri eredetű sók feloldódása révén keletkezett. Ugyanilyen típusúak azonban a Kansastól Új-Mexikóig terjedő Salt Plains tavai is, amelyek sótartalma a perm időszi fekvő sóinak kioldódásából származik. Kicsinyített mása ezeknek a szovátai Medve-tó, amely az erdélyi miocén kősótelep medenceperemi kibúvásának kioldódása és beszakadása révén 1880-ban jött létre. Ez a tó — a mélység felé 25—30%-os NaCl-tartalmat is elérő, de fajsúly szerinti rétegzettségénél fogva — a nyári napsugárzástól erősen fölmelegedő tavak prototípusa (BALOGH K. 1946).

Különleges eredetű a nebraskai alkálikus tavak káliumtartalma: ezt ui. a környezet erdőségeinek leégése után a tavakba szállított hamu K-tartalmának víz alatti kioldódásából származtatják (LOTZE 1957).

**25.331 A kontinentális sósvizek osztályozása.** A sóstavakban oldott főionok ( $SiO_2$ , Ca, Mg, Na, K,  $HCO_3$ ,  $CO_3$ ,  $SO_4$ , Cl) száma viszonylag kicsiny. Mivel a Ca-ban és Mg-ban gazdag sósvizek nem túlságosan gyakoriak, és bizonyos iontársulások kizárják egymást, a kálium pedig sohasem fordul elő nagyobb mennyiségben, a fő ásványtípusok EUGSTER—HARDIE (1978) szerint az alábbi négy fő ionkombinációval jellemezhetők:

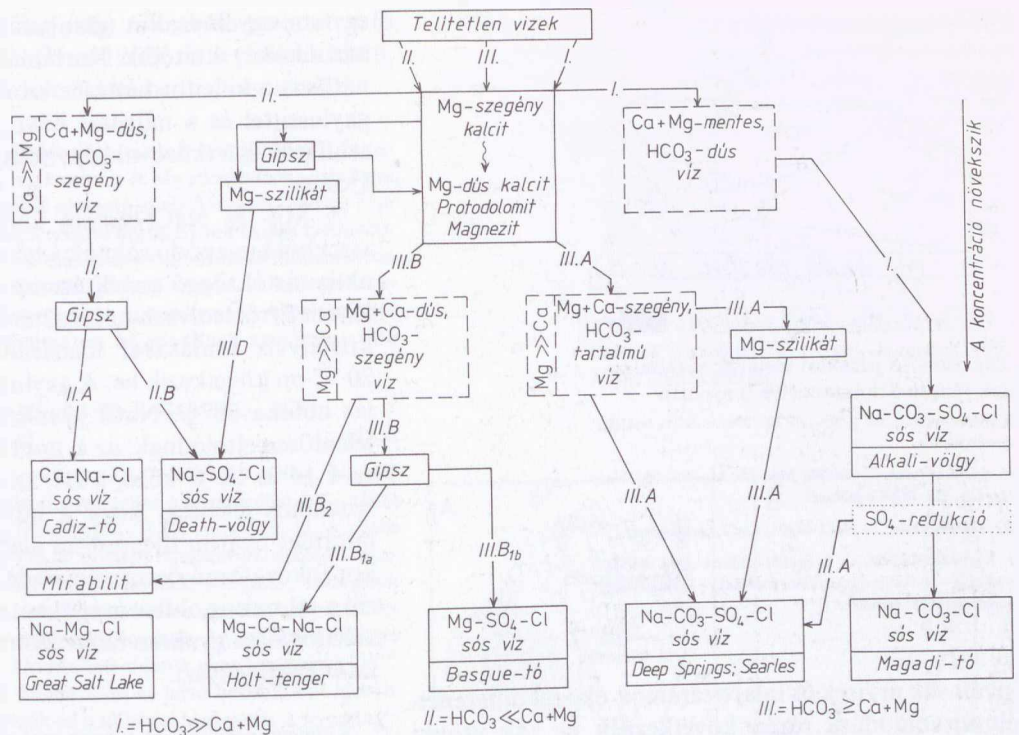
- (a) Na- $CO_3$ -Cl- $SO_4$ , (b) Na-Cl- $SO_4$ ,  
(c) Na-Mg-Cl- $SO_4$ , (d) Na-Mg-Na-Cl.

E fő típusokon belül természetesen a kationok, ill. anionok mennyiség szerinti helycseréje révén további variációk is lehetségesek. A viszonylag gyakori karbonátos, szulfátos és kloridos víztípusokkal szemben a szilikátos, borátos és nitrátos tavak már sokkal ritkábbak.

A sósvizeknek a kémiai mállás által meghatározott összetétele a párolgás okozta vízvesztés, valamint oldott anyagaik különböző ütemű kicsapódása következtében jelentős változásoknak van alávetve. A sók kicsapódását négy fő folyamat szabályozza: (1) a hőmérséklet változása, (2) a különböző koncentrációjú vizek keveredése, (3) az oldott gáztartalom változása és (4) a víz koncentrációjának párolgás okozta eltolódása. A koncentráció növekedése során a nehezebben oldódó karbonátok, szulfátok és szilikátok korai kiválását csak később követi a könnyebben oldódók kicsapódása. A többnyire metastabilis formában kiváló karbonátok — az aragonit, a Mg-szegény kalcit, a tiszta és a Mg-dús kalcit, a protodolomit, a huntit, a hidromagnezit és magnezit — a Ca-szulfátok és a  $SiO_2$  leülepedésük után hamarosan stabilis formát öltenek. A korai kalcit-kiválásnak azért van igen nagy

25.42 ábra. A sós vizetek evolúciójának vázlatja EUGSTER—HARDIE (1979) nyomán, némileg módosítva

A folytonos vonallal határolt négyzetek a kicsapódási termékeket, a szaggatott vonallal határoltak a jellemző vízösszetételeket jelzik. A kialakult sós tövizeket vastag fekete vonalak jelölik.



jelentősége, mert ez dönti el, hogy a bepárlódó víz összetétele a továbbiakban hogyan alakul. FÜCHTBAUER és HARDIE (1976) szerint a kicsiny (< 1) Mg/Cl hányadosú híg vizekből kicsapódó kalcit még csupán 5 mol%-nál kevesebb Mg-ot tartalmaz szilárd oldatban. Ám a kalcitkiválás folytatódása esetén — az oldat Mg/Ca arányának növekedése következtében — a későbbi karbonátsapadék Mg-tartalma emelkedik. Ez a tendencia akkor is, ha kinetikai okokból — mint pl. a Holt-tengerben — a kalcit helyett aragonit válik ki. A vízösszetétel változásának további lehetőségeit a 25.42 ábra szemlélteti.

I. Ha a víz kezdeti HCO<sub>3</sub>/Ca + Mg mol-hányadosa  $\gg 3$ , akkor Na-CO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Cl, vagy Na-CO<sub>3</sub>-Cl-(SO<sub>4</sub>) típusú, alkálikus sós viz alakul ki (pl. az oregoni Alkali Valley-ben).

II. Ha a víz kezdeti HCO<sub>3</sub>/Ca + Mg mol-hányadosa  $\ll 3$ , akkor a vízben az alkáli földfémek dominálnak. Az ilyen vizekből sohasem válik ki (proto)dolomit, hanem Ca-Na-szulfátos és kloridos sós vizet keletkeznek, vagy (IIa) a Ca-Na-Cl, vagy (IIb) a Na-SO<sub>4</sub>-Cl túlsúlyával.

III. Ha a víz kezdeti HCO<sub>3</sub>/Ca + Mg mol-hányadosa  $\geq 1$ , akkor NESBITT (1974) szerint előbb Mg-szegény kalcit, később protodolomit, végül magnezit válik ki. Ha a protodolomit kiválása után még marad elég HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, akkor (IIIa) Na-Cl-(CO<sub>3</sub>)-(SO<sub>4</sub>)-os, vagy (IIIb) Mg-(Ca)-Na-SO<sub>4</sub>-Cl-os sós vizek (ill. ezek változatai) jönnek létre. A kezdeti nagy SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>/Ca<sup>2+</sup> mol-arányú vizekből viszont a Mg-szegény kalcit kicsapódása után (IIIc) gipsz válik ki; ez viszont a Ca kivonása révén megemeli a Mg/Ca arányt, és protodolomit, sőt magnezit kicsapódását eredményezi. A párolgás folytatódása esetén a fennmaradó víz a (IIIb) irányban fejlődik tovább.

Egyes vizekből szulfátgazdagságuk ellenére sem csapódik ki gipsz. Ezekből a szulfátot vagy a mirabilitnek a hűvös téli hónapokban való kiválása, vagy a bakteriális szulfátredukció távolítja el. A

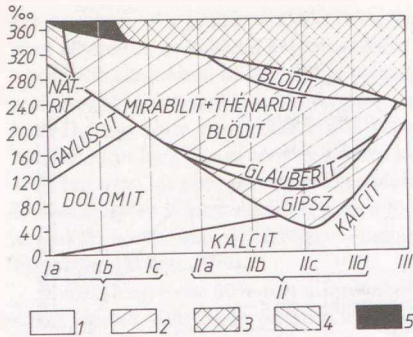
mirabilit egy része ugyan a tavaszi felmelegedés során ismét feloldódik, mégis tekintélyes része marad fogva a tó (pl. a Great Salt Lake) iszapjában.

Számos zárt medence koncentrált sós vizének SiO<sub>2</sub>-ben való szegénységét EUGSTER—HARDIE (1979) szerint a felszíni vagy felszínközeli — főként opálból, alkáli földfémek karbonátjaiból, gipszből, kősóból és Na-karbonátokból vagy szulfátokból álló — kérgeknek a kapilláris evaporáció okozta képződése idézi elő. E kérgék alkotórészeit ui. a csapadékvíz oldhatóságuk sorrendjében lúgozza ki, ezért a SiO<sub>2</sub> bennük fogva marad. Igen sok kovát vonnak ki a vízből a diatomák is.

A besűrűsödés alatt a víz káliumtartalma a SiO<sub>2</sub>-ével vetekedő mértékben, de attól függetlenül — főleg az agyagásványokon, az alkáli Al-szilikátgéleken és a vulkáni üvegen való megkötődés következtében — csökken.

A karbonátok és a gipsz kiválása után a legtöbb természetes sós víz koncentrációjának tovább kell sokszorozódnia ahhoz, hogy a víz a könnyebben oldódó sókra telítetté váljék. Az USA-beli Salina-völgyben pl. a gipsz kicsapódása után a kősó kiválása csak a koncentráció 25-szörösére emelkedése után következik be. A Magadi-tóban a trona kiválására az alkáli földfémek karbonátjainak kiválása után JONES *et al.* (1977) szerint csak további 250-szeres koncentrációnál kerül sor.

Az efülle nagy koncentrációk vagy a felszín alatti, ill. vízfelszíni párolgás folytatódásával, vagy a már



25.43 ábra. A jelenkori sóstavak sóskiválásának vázlatja STRAKHOV (1967) nyomán

I. Szódás tavak. — Ia: >30%, Ib: 30–3%, Ic: <3% NaCO<sub>3</sub>-tartalommal.

II. Szulfátos tavak. — IIa: Na-Mg-, IIb: Mg-Na-, IIc: Na-Mg-Ca-, IIId: Mg-Ca-jelleggel.

III. Kloridos tavak. — NaCl-MgCl<sub>2</sub>-CaCl<sub>2</sub>-tartalommal.

1. Karbonát-stádium. — 2. Szulfát-stádium. — 3. Klorid-stádium. — 4. Nátrit-dús szulfátos üledékek. — 5. Kősó nagy Na-szulfáttartalommal.

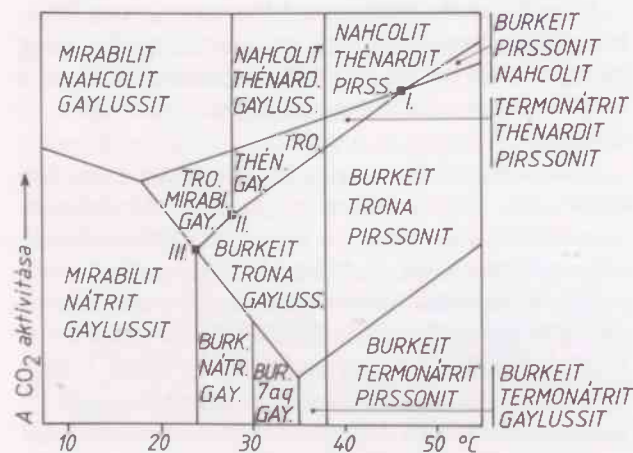
kivált sók árvizek és talajvízárak okozta differenciált újraoldódása révén következnek be. Az utóbbi esetben a kezdeti összetételből teljesen elűtő sósvizek alakulhatnak ki. Ez az oka annak, hogy a Salina-völgy felszín alatti sókérgének glauberit, thenardit és kősó kicsapódását eredményező, NaCl-Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-CaSO<sub>4</sub> jellegű sósvizével szemben a felszíni oldódás révén képződött NaCl-os vizekből tiszta konyhasó rakódik le.

**25.332 A karbonátos, szulfátos és kloridos tavak evaporitjai.** STRAKHOV (1967) szerint (25.43 ábra) a kloridos tóvizek bepárolgásakor a sók ugyanabban a sorrendben válnak ki, mint a tengervízből. A szulfátos tavakban a CaSO<sub>4</sub> és a kloridok közé még

egy sor egyéb szulfát (glauberit, mirábilis, thenardit, asztrahánit) iktatódik. Karbonátos vizekben a karbonátfázis a kalcitot háttérbe szorító dolomit mellett a gaylussittel és a nátrittal bővül, a (nátrittal vegyes) szulfátok és a (kősóval képviselt) kloridok mennyisége kicsiny.

A Mg- és NaCl-mentes karbonátos és szulfátos vizekből kicsapódó sóknak a hőmérséklettől és a CO<sub>2</sub>-aktivitástól függő stabilitásmezőit a 25.44 ábra szemlélteti. Erről leolvashatóan a mirábilisnak 10 molekula kristályvíz leadásával thenardittá való átalakulása 20 °C-on következik be. A gaylussit/pirssonit átalakulás hőfoka 38 °C. NaCl jelenlétében az egyensúlyok jelentősen eltolódnak: az I. pont helye 32 °C-hoz, a II. sz.-é 14 és 18 °C közé, a III. sz.-é a 14 °C-hoz kerül. Általános jelenség, hogy a hűvös évszakban kivált mirábilis nyáron thenardittá alakul át. A kiszáradáskor fokozatosan összezsugorodó, sekély sóstavak körül a sóknak az oldhatóságukkal ellentétes sorrendben való kiválása gyakran határozott ásványövek kialakulását eredményezi.

Kitűnően példázza ezt a kelet-kaliforniai Deep Springs (25.45 ábra) kb. 5 km<sup>2</sup>-nyi playája, amelynek közepét nyáron kiszáradó, 1 km<sup>2</sup>-nyi tó foglalja el. A tó gránitos és metaszedimentumos környezetében fakadó források háromféle összetételű karbonátos és szulfátos vízzel pótolják a párolgás okozta veszteséget (25.46 ábra). Az alkáli földfémek karbonátjai azonban már a tavat övező playa puha iszapjában fogva maradnak, az alkáli-karbonátok és -szulfátok viszont beljebb vándorolnak. A legkülső zónában kalcit és/vagy aragonit, beljebb protodolomit, majd gaylussit, a playa közepén pedig thenardit (ill. mirábilis), burkeit, trona és kősó válik ki. A sók elhelyezkedése a „könnycsepp” és a „bikaszem” típus átmenetét képviseli. A besűrűsödő vízben a kálium is feldúsul, mert a sekély víz gyors cirkulációja gátolja annak az agyagásványokon való megkötődését. Ezért a sókéregben K<sub>3</sub>Na(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> és KCl is található. A protodolomit PETERSON *et al.* (1966) szerint később kationcserével rendezett dolomittá alakul át. CLAYTON *et al.* (1968) viszont azt feltételezi, hogy kevés Mg-kalcit képződése mellett oldatból való közvetlen dolomitkiválás is végbemehet.



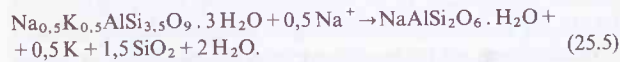
25.44 ábra. A NaHCO<sub>3</sub>-Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>-Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-CaCO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O rendszerből kiváló sók stabilitásmezőit a hőmérséklet és a CO<sub>2</sub>-aktivitás függvényében, EUGSTER-SMITH (1965) szerint

**25.333 Sóstavi szilikátképződés.** Az édesvizek átlagosan 13 ppm-nyi oldott SiO<sub>2</sub>-tartalma az erősen alkális állóvizekben akár 1000-szeresére is feldúsulhat. Érthető tehát, hogy szerves közreműködés nélküli, tisztán anorganikus opál- és szilikátkiválásokkal főként alkáli-karbonátos tavak lerakódásaiban találkozunk.

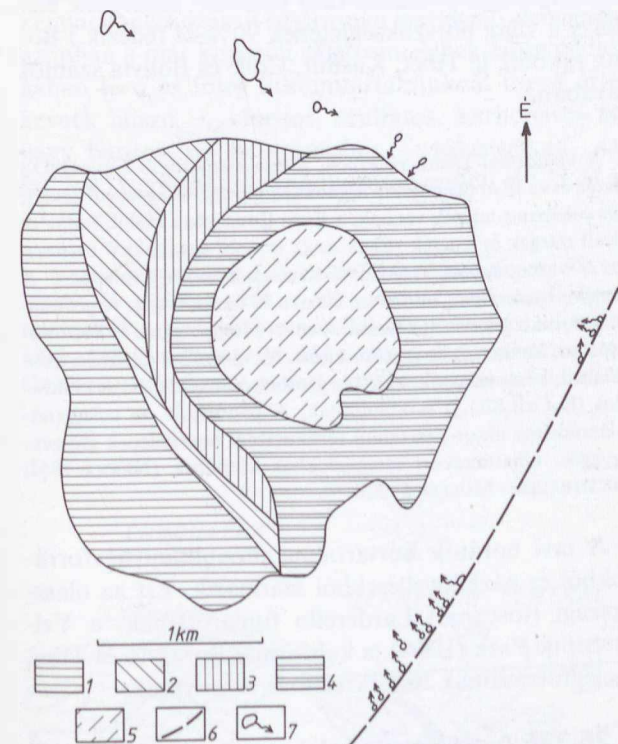
a) A zeolitok — a sóstavi üledéksorok tufa- és tufitrétegeinek e leggyakoribb autigén szilikátjai — a vulkáni üveg és a sósvíz közötti halmirolitikus és/vagy korai diagenetikus reakciók termékei (SURDAM-SHEPPARD 1978). A tufarétegeken belül a sóstó szélétől annak közepe felé haladva a következő öves elrendeződés figyelhető meg: a még bontatlan vulkáni üveget előbb az alkáli-zeolitok, majd az analcim, legbelül pedig a káliföldpát öve váltja fel. Az alkáli-zeolit típusa a vulkáni üveg és a sósvíz összetételétől függ. Az

átalakulás valószínűleg már a szabad tóvízzel való érintkezésen megindul (HAY 1966), de a vízfenék alatti, még meg nem szilárdult üledékben is folytatódik.

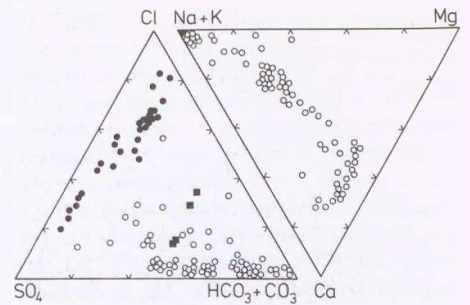
A kenyai Magadi-tó üledékeiben talált *erionit* SURDAM—EUGSTER (1976) szerint — nagyon kevés Ca és Mg jelenlétében — az itteni trachittufa rétegek üvegéből egyszerűen víz hozzáadásásával képződik. — Alkáli földfémeket szállító híg talajvizek hatása *clinoptilolit*-ot eredményez; a *phillipsit* keletkezése viszont alkáli földfémekben és SiO<sub>2</sub>-ben szegény környezetet igényel. Az *analcim* más zeolitokból, azok vízvesztésével vezethető le, és mindig nagyobb sótartalmú környezetre utal. Jól példázza ezt az erionitnak analcimmá való átalakulása:



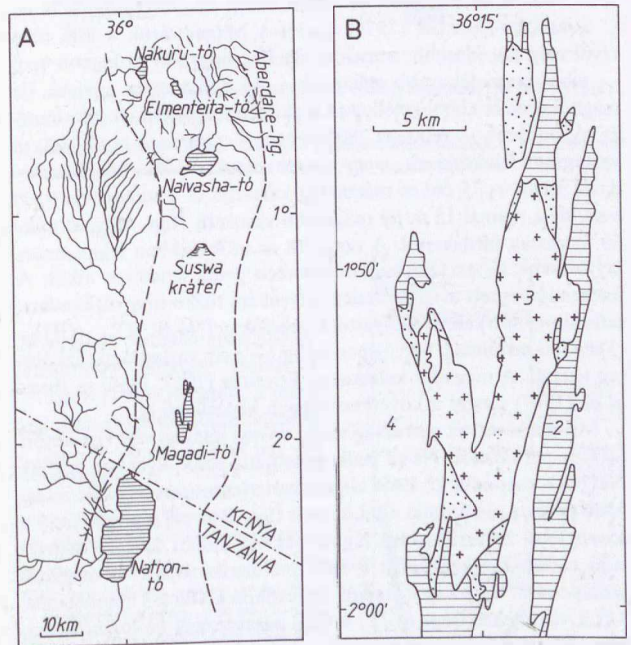
Az észak-tanzániai *Natron-tó* (25.47 ábra) 9,7 pH-jú, Na-ban dús vízének fenekén vulkáni üveg teljes hiánya esetén is — tehát elsődlegesen — analcim (NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> · H<sub>2</sub>O) csapódhat ki. A vörös színű, homokos, aleuritos vagy agyagos rétegsorokhoz kötött *analcimolitok* néha zöldes vagy ibolyás színűek, rétegesek, tömegesek vagy szferolitos szerkezetűek. Finom közettörmeléken kívül rendszeren kevés kalcitot és dolomitot tartalmaznak. Az analcim elsődleges kicsapódása Si-, Na- és Al-tartalmú oldatok nagy tömegének Ca<sup>2+</sup> és Mg<sup>2+</sup> ionok nélküli, hosszú időn át tartó beszállítását igényli. Ilyen viszonyok tételezhetők fel a szibériai alsó-perm, a wyomingi-utahi, pennsylvaniai és New Jersey-i triász, a kongói és saharai felső-júra-alsó-kréta analcimolitjainak keletkezésékor. Az észak-német Buntsandstein legalsó homokkő- és aleurolit-rétegeinek analcimje olyan korai diagenetikus kicsapódásból származik, amely megelőzte a póruskitöltő karbonát késő-diagenetikus kiválását. Az



25.45 ábra. A Deep Springs playa-tó (Kalifornia) evaporitjainak eloszlási övezetei JONES (1961) szerint  
1. Kalcit és aragonit. — 2. Dolomit. — 3. Gaylussit. — 4. Thénardit. — 5. Burkeit. — 6. Tektonikai törésvonal. — 7. Források.



25.46 ábra. A Deep Springs-playa környéki forrásvizek összetétele EUGSTER—HARDIE (1979) és JONES (1965) szerint



25.47 ábra. A: A Magadi- és a Natron-tó helyzete a kelet-afrikai árokrendszerben. — B: A Magadi-tó és környéke üledékei

1. Nyílt víziükör. — 2. A High Magadi- és az Oloronga-tó üledékei. — 3. Trona-lerakódás. — 4. Lávaközetek.

Mindkét ábra JONES *et al.* (1977) nyomán.

analcimkiválás sebességét 3 cm/1000 évnire becsülik; ezen az alapon a 20 m vastagságot is elérő analcimolitok képződése kb. 600 000 esztendő telt igénybe (HAY 1966; FÜCHTBAUER 1967; FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970).

b) A *magadiüt* [NaSi<sub>7</sub>O<sub>13</sub>(OH)<sub>3</sub> · H<sub>2</sub>O] fölfedezésére ugyan csak 1967-ben, a dél-kenyai Magadi-tó negyedidőszaki üledékeinek vizsgálata kapcsán került sor, azóta azonban a Föld más, forró-száraz és nedves évszakokkal jellemzett tájain (pl. a Csád-tó vidékén s az oregoni Alkali-völgyben) is kimutatták (FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970).

A kicsiny *Magadi-tó* a kelet-afrikai árokrendszerben, az egyenlítő D-i oldalán, trachit-vulkáni képződményektől övezve, 600 m

magasságban terül el (25.47 ábra). A száraz évszakban csaknem teljesen kiszáradó tó vizét részint a tóperemi hőforrások, részint az esős évszakban felé áramló csapadék- és talajvíz táplálja (BAKER *et al.* 1971). Az utóbbiak viszonylag híg, Na–Ca–HCO<sub>3</sub> típusú oldatai a tómedencébe érkezve, az evaporáció következtében Na–Cl–CO<sub>3</sub> jellegűekké válnak anélkül, hogy Na/Cl arányuk eközben megváltoznék. JONES *et al.* (1977) szerint ennek az az oka, hogy a kiszáradó tófenék sókérgének és -kivirágzásainak halitja és termonátritja az esős évszak árvizeiben újra feloldódik. Ezzel szemben a vadózus vizekkel érkező Ca-, Mg-, HCO<sub>3</sub>-, CO<sub>3</sub>-, SO<sub>4</sub>- és SiO<sub>2</sub>-tartalom a tó kiszáradásakor kicsapódó Ca-, Mg- és Na-karbonátokban és szulfátokban, Na-, Ca- és Mg-szilikátokban (zeolitokban) leköttődik; ezért tóvízbeli mennyiségük nem követi a Cl-mennyiség emelkedését. Agyagásványok hiányában a K vagy a trachitüveg, vagy a Na–Al-szilikátos gélek felületén adszorbeálódnak. A tó fenekén ilyen körülmények között évente 5 mm vastagságban kiváló, likacsos trona-lemezek a feloldódás és újrakicsapódás játékának eredményeként 1–3 cm-es rétegekké olvadnak össze; összvastagságuk 28 m.

SURDAM—EUGSTER (1976) szerint a Magadi-árok a mai tóén kívül még két idősebb, a mainál némileg nagyobb és hígabb vízű — tehát csapadékosabb éghajlatú — tó vulkanogén eredetű, de magadiitban és abból keletkezett tűzkőben dús üledékeit tartalmazza. Az idősebb — mintegy 780 000 éves — Oloronga-tó kb. 100 m vastagságú lerakódásait — egy hosszú száraz periódus közbeiktatódását jelző — 75 cm-es mészkéreg választja el a mindössze 9100 éves, de a mainál 15 m-rel magasabb vízszintű High Magadi Lake 60 m vastag üledékeitől. A magadiit ez utóbbiakban telepszerűen helyezkedik el, az Oloronga-rétegekben pedig lencsékét alkot. A finoman rétegzett magadiit-telep helyenként tűzkő-magvú, kemény, szferolitot szerkezetű kenyait-konkréciókat [Na<sub>2</sub>Si<sub>11</sub>O<sub>20,5</sub>(OH)<sub>4</sub>·3H<sub>2</sub>O] is tartalmaz; fekvőjében pedig 1–3 cm vastagságú tűzkőreteg települ. A magadiit keletkezése EUGSTER (1967, 1969) és JONES *et al.* (1967) szerint a következőképpen képzelhető el.

Mivel a sóstavat szárazság idején erősen lúgossá vált vize amorf SiO<sub>2</sub>-re telítelenné, Na-ra pedig túltelítetté válik, ilyenkor belőlük NaHCO<sub>3</sub> csapódik ki. Esős időszakban viszont a sósvíz fölé rétegződő édesvíz planktonja által termelt CO<sub>2</sub> 9-es pH alá csökkenti a sósvíz felső határrétegének lúgosságát. Az emiatt SiO<sub>2</sub>-re telítetté váló vízben megkezdődött a SiO<sub>2</sub> polimerizációja és a magadiit kicsapódása. Ennek az éghajlati tényezőknél kívüli két alapfeltétele: (1) a víz rétegzettség és (2) a felső édesvízréteg biológiai aktivitása. Föltehető, hogy a magadiit-telep 0,2–2 mm vastagságú finomrétegei évszakos periodicitást jeleznek. — Ezzel szemben MAGLIONE (1970, 1974) úgy véli, hogy a magadiit az üledéken belül, a talajvíz szintje közelében, kapilláris evaporáció révén létre.

A környezeti vulkanitjainak erős reakcióképessége miatt a Magadi-üledékek számos autigén ásványt — gaylussit, fluorit, magadiit, Na–Al-szilikát gélek, erionit, klinoptilolit, analcim, chabasit — tartalmaznak.

*A magadiit tűzkővé alakulása* részint a Si-ban gazdagabb kenyaiton keresztül, részint annak közbeiktatódása nélkül megy végbe (EUGSTER 1969). Laboratóriumi kísérletek szerint ennek a korai diagenetikus átalakulásnak csekély pH-jú csapadék- vagy talajvíz átszivárgása a feltétele. Az üledéktakaró alatti átalakulással járó térfogatvesztést és tömörödést a tűzkő gumóssága, zsugorodási repedései és más szöveti bélyegei bizonyítják.

c) *A C-opál elsődleges kiválása.* Hogy a SiO<sub>2</sub>-ben gazdag alkálisavak bepárolgásakor a teljesen amorf opál (SiO<sub>2</sub>·nH<sub>2</sub>O) helyett inkább nehezebben oldódó szilikátásványok keletkeznek, annak oka e

vizek igen nagy alkáli- és alkáli földfém tartalmában (lúgosságában) keresendő. A dél-ausztráliai Coorong-lagúnához kapcsolódó időszakos tavakból főként dolomit, magnezit és Mg-kalcit válik ki. A nyáron teljesen kiszáradó tófenék repedéseit bevonó, porcelánszerű karbonátlemezek kocsonyás oldási maradéka azonban röntgendiffrakciós és elektronmikroszkópi vizsgálatok szerint kriptokristályos C-opál 0,1–0,2 m-nyi gömböcskéiből áll (vö.: 26.15 ábra). PETERSON—VON DER BORCH (1965) szerint a tavak vízzel való elárasztódását követően — a legerősebb fotoszintézis idején, amikor a vizek pH-ja 10,2-re emelkedik — a kvarc és a szilikátok oldatban maradnak. A sókoncentrációnak a kiszáradás okozta emelkedésével azonban — amikor a pH már csak 8,2 — SiO<sub>2</sub>-gél válik ki, és ez alakul később tűzkővé. — Ezzel szemben O'NEIL—HAY (1973) — a kelet-afrikai tavak <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O arányai alapján — a kvarcnak koncentrált sósvizekből való közvetlen kicsapódását is lehetségesnek tartja.

**25.334 A borátos tavak** igen változatos sóüledékei között szulfátok (anhidrit, gipsz, cölesztin, thenardit, glauberit), nitrátok (Na-salétrom), kloridok (halit), karbonátok (kalcit, dolomit, szóda, trona, gaylussit, pirssonit), összetett sók [szulfohalit: 2 Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>·NaCl·NaF], hanksit, northupit, tychit], sőt másodlagos termékén társaságában Na- és Ca-borátok (borax, colemanit, kernit) találhatóak. (Ez az ásványtársaság a kaliforniai Searles-tóra jellemző, amelynek üledékei a világ borszükségletének 90%-át fedezik.) Borax rakódik le Tibet, Kasmir, Chile és Bolívia számos tavában.

A kaliforniai Death-völgyben, a San Bernardino County D-i részén és az Inyo Countyban homokkal, gipsszel és agyaggal kevert, dús colemanit-telepek vannak; a Kern Countyban kernit, borax és ulexit rétegek és lencsék váltakoznak miocén agyagokkal összesen 75 m vastagságban. A Mojave-sivatagból bakerit ismeretes. A nevadai Esmeralda Countyban ulexit a fő borátásvány. Argentínában az ulexit glauberittel társul. A chilei Maricungánál és Pedarnalesnél az ulexitet gipsz és kősó kíséri. Az új-szkóciai gipsztelepeken anhidrit, kősó, aragonit, kalcit és glaubersó mellett ulexitet és howlit (H<sub>2</sub>CaB<sub>2</sub>SiO<sub>14</sub>) is kimutattak. A pandermít- és colemanit-(alárendelten ulexit-) tartalmú törökországi boráttelepek gipszes-agyagos, újharmadkori rétegsorokhoz kötődnek (NIGGLI 1952; FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970).

A tavi borátok börtartalma utóvulkáni hévforrásokból és gázkilövellésekből származik. Ezt az olaszországi (toscanai) Larderello fumaroláinak, a Yellowstone Park (USA), a kaliforniai Borax-tó és Tibet melegforrásainak borátkiválásai bizonyítják.

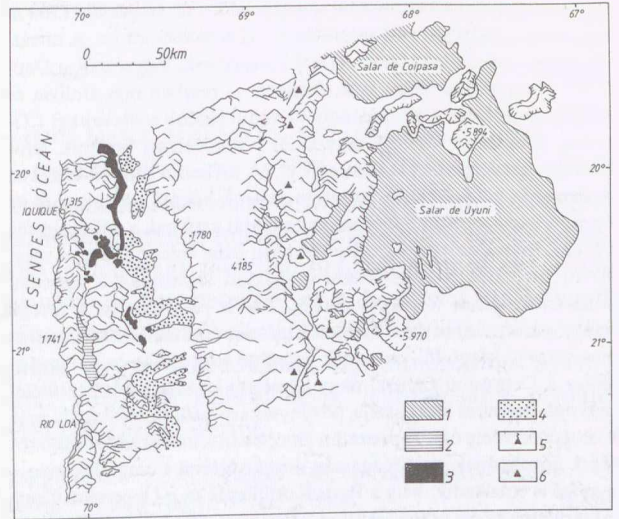
**25.335 A nitráttelepek** legnagyobb előfordulása Észak-Chilében van (25.48 ábra). E telepek igen különböző korú és anyagú (törmeléken, vulkáni és mélysegi magmás) kőzeteken nyugszanak. Fő ásványuk a

nátronsalétrom (nitronátrit:  $\text{NaNO}_3$ ). Emellett azonban nitrokálitot, kősót, thenarditot, löweitet, darapskitot, asztrahánitot, glaseritet, glauberitet, anhidritet, gipszet, ulexitet, valamint néhány nagyon ritka, jód- és krómtartalmú ásványt [lautaritot:  $\text{Ca}(\text{IO}_3)_2$ , dietzeitet:  $\text{Ca}(\text{IO}_3)_2 \cdot \text{CaCrO}_4$ , tarapacitot:  $\text{K}_2\text{CrO}_4$ ] is tartalmaznak.

A telepösszletek nitráiban leggazdagabb — legalább 7–8%-nyi  $\text{NaNO}_3$ -at és sok  $\text{NaCl}$ -t, de durva törmeléklencséket is tartalmazó — kemény, 0,8–3 m vastagságú részét „caliche”-nek nevezik. Ez alatt egyes vidékeken vöröses színű, nedves és gyengén kötött homokos-agyagos réteg (a „coba”) települ; ez kevés gipszet és kősót tartalmaz,  $\text{NaNO}_3$  azonban nincs benne (25.49 ábra). (Az erősen kötött és 2,5%-nyi  $\text{NaNO}_3$ -at tartalmazó fcküt „conjelo”-nak, a <2,5%  $\text{NaNO}_3$ -tartalmú „banco”-nak nevezik). A „caliche” mindig élesen elhatárolódik fekjűjétől; fölfelé viszont éles határ nélkül, a nitráttartalom fokozatos csökkenésével megy át a többé-kevésbé kemény, salétromszegény „costrá”-ba. Ennek 1/2–2 m vastagságú, kősót, nátriumsókát, keserűsót, thenarditot és gipszet tartalmazó, agyagos fanglomerátum réteget a „chucá”-nak nevezett, 10–40 cm vastag, viszonylag finomszemű, sószegény, kevés thenarditot és kősót csak itt-ott tartalmazó réteg fedi (DIAZ 1984).

A 19. sz. végén és a 20. sz. elején főleg a  $\text{KNO}_3$  miatt intenzíven művelt és azóta nagyrészt le is fejtett salétromtelepek keletkezésére nézve számos téves és hasznos megállapításokat tartalmazó elmélet született (I. SZÁDECZKY-KARDOSS 1955, FÜCHTBAUER—MÜLLER 1970 és DIAZ 1984 összeállításait). A genetikának az éghajlati, geomorfológiai, földtani, hidrológiai és geokémiai vonatkozásait egyformán mérlegelő elemzéséig azonban a már kimerült salétromtelepek szomszédságában levő és főleg lithiumtartalmuknál fogva értékesnek látszó — kloritos, szulfátos, karbonátos és/vagy baritos, de nitrátszegény — sókérgék (a „salar”-ok) együttes tanulmányozása vezetett el (25.48 és 25.50 ábra).

A chilei nitráttelpek a *Depresión Central*nak nevezett, 600 km hosszú, 25–100 km széles és 800–1000 m magasságban fekvő medencének a Ny-i szélén sorakoznak. Ez a medence az Andok 1300–1700 m magasságú, kb. 50 km szélességű part menti láncjai (a *Cordillera de la Costa*) és az 5–6000 m magasságú (kihalt és



25.48 ábra. A chilei salétromtelepek elhelyezkedése és környezete, DIAZ (1984) nyomán

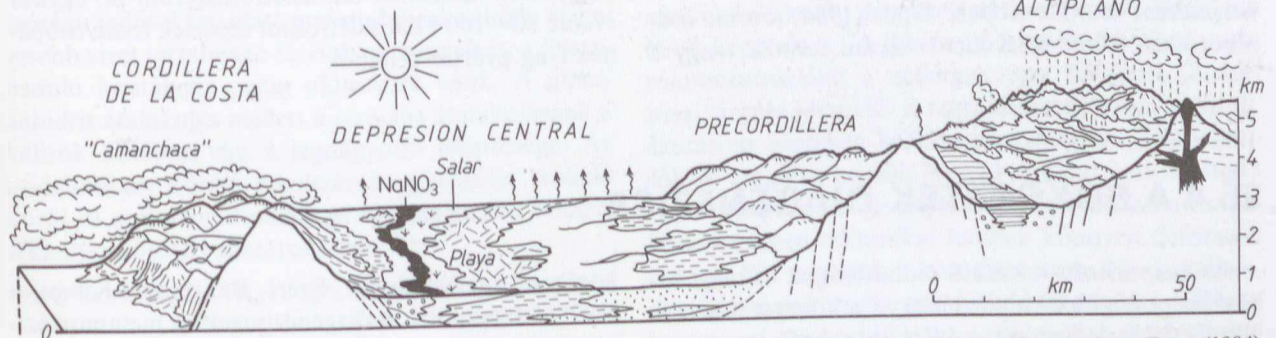
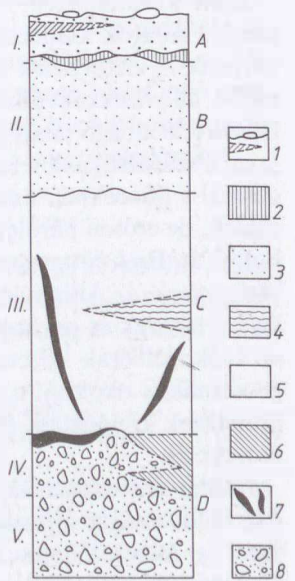
1. Andin „salar”-ok. — 2. Salar Grande. — 3. Lefejtett salétromtelepek. — 4. A Központi medence „salar”-jai. — 5. Működő vulkánok. — 6. Kialudt vulkánok.

25.49 ábra. A chilei alluviális salétromtelep elméleti szelvénye. — DIAZ (1984) nyomán, a jelenlegi ipari előírások feltüntetésével

I. *Chuca* (10–20 cm): porszerű vagy ujjal szétdörzsölhető. — II. *Costra* (0,5–2,0): gyengén vagy erősen cementált. III. *Caliche* (1,0–3,0 m): erősen cementált. — IV. *Conjelo*: cementált. — V. *Coba*: nem cementált.

A: felszíni fedőréteg: 10–40 cm, kb. 1%  $\text{NO}_3$ . — B: fedőréteg: >30 cm, 2–5%  $\text{NO}_3$ . — C: kiemelhető réteg: >80 cm, 7–15%  $\text{NO}_3$ . — D: fekvő: Conjelo (2,5%  $\text{NO}_3$ ); Banco (<2%  $\text{NO}_3$ ); Coba (0%  $\text{NO}_3$ ).

1. Túlnyomórészt homok, aleurit, agyag, néha sólencsékkel és felszíni szulfátgumókkal. — 2. Monomineralikus lenscék (ulexit; humberstonit; thenardit). — 3. Sóval gyengén cementált kötötttörmelék. — 4. Durvatörmelék lenscék. — 5–6. Sókkal cementált törmelékanyag. — 7. Nátronsalétrom-ér és -réteg. — 8. Fanglomerátum.



25.50 ábra. Az észak-chilei „salar”-ok környezetének geomorfológiai helyzete és legfontosabb éghajlati sajátosságai. — DIAZ (1984) nyomán

működő) vulkánokkal tűzdelt magasfennsík (az *Altiplano*) 1700 m magasságú előhegyei (a *Precordillera*) között szakadt be. A nitrátelepekhez kelet felé számos „salar” csatlakozik. Egy részük a Depresión Central K-i felén, más részük a — részben már Bolívia és Argentína területére eső preandin és andin láncok sóstavakkal (*Titicaca*, *Unamarca*, *Poopo*) és számos sómocsárral borított, lefolyástalan medencéiben helyezkedik el. (A preandin salarok közül az *Atacama* és a *Llullaillaco*, az andin salarok között a *Coipasa* és az *Uyuni* a legnagyobb.) E területek éghajlatát azoknak a déli szélesség 17—27. fok közötti magas légnyomású övbe esése határozza meg. Az itt kialakult csendes-óceáni anticiklon légáramait a meredek parti lejtők észak felé kényszerítik. Bár a part mentén a levegő relatív páratartalma 65—75%-ot is elér, itt csak köd és felhő („*camanchaca*”) képződik, csapadék azonban csak ritkán hull. Ugyanakkor a Depresión Central nagy hőmérséklet-ingadozású területét ragyogó napsütés szikkasztja növénytakaró nélküli sivataggá, már a neogén kezdete óta. A preandin láncokban a hőmérséklet-különbségek növekednek, de a magasság növekedésével a csapadék mennyisége is emelkedik. Míg a Parti Kordillerák és a Depresión Central területén az évi csapadékátlag 5 mm alatt, ez a hűvös Altiplanón — igen egyenetlen szezonális eloszlásban — már évi 200 mm-t tesz ki. Az Altiplano félsivatagos területén december és március között támadó nagy zivatarok és hóiharok (*invierno boliviano*) viszont nagy mennyiségű törmeléklet és oldott anyagot ragadnak magukkal, és raknak le a Depresión Centralban. A párolgás mértéke természetesen mindenütt igen nagy, és ezt a Ny-i és ÉNy-i szelek is növelik.

Ilyen körülmények között mind a nitrátelepek, mind a salarok kialakulásában a víz a legfontosabb tényező. A vízfolyások erodálnak és hordalékot raknak le, állóvízekként állapotodnak meg, beszivárgó vagy felszín felé mozgó talajvizeket táplálnak. Chile neogén tavai a szárazságnak a felső-miocén óta tartó növekedésével a pliocénben *salarokká*, vagyis a talajvíz által táplált, de erősen párolgó, evaporitos egységekké alakultak át. Ezek sótartalmát a vulkáni területről érkező vízfolyások, az Altiplanón pedig a vulkáni kitöréseket kísérő hévizek és porhullások növelték. A Magas- és az Előkordillerák közeit a felszíni vízfolyások és a geotermikus okokból a rendsnél melegebb talajvízáramlások kilúgozták, és a központi medencébe halmozták át.

A salarok sókérgének alkatát a talajvíz mélysége, a sók oldhatósága, aljzatuk üledékeinek szemcsenyagysága és áteresztőképessége határozza meg. Észak-Chile egyébként is sós vizeinek koncentrációja a salarok közepe felé nő, és ott 400%-ot is elér. A vizek erősen konyhasósak, de karbonátszegények, és csak helyenként szulfátosabbak. DIAZ (1984) szerint sóik alkotóinak zöme közvetlen vulkáni termék, vagy a

vulkáni kőzetek kilúgzásából származik. Más kőzetek behordódásának és kilúgzódásának, a korábbi szerzők által feltételezett biológiai aktivitásnak a fotokémiai reakciók, a ködképződés és a tavi permet hatásának legfeljebb kiegészítő jelentőséget tulajdonít. A nitrátok képződését a vulkáni gőzök  $\text{NH}_3$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{NO}_2$  és  $\text{NO}_3$  tartalmának közvetlen — vagy csapadék közvetítette — megkötődésével és talajbeli mozgásával magyarázza. Ezt a jodátok, perklorátok és szulfátok vulkáni eredete is megerősíti. A nitrátok képződésében algák és baktériumok is közreműködhetnek, fennmaradásukat azonban kétségkívül a magasabb rendű növények hiánya biztosítja.

Mikor a gleccserek leolvadása nyomán a Depresión Central legmélyebb részein és néhány más medencében keletkezett tavak salarokká alakultak, a talajvíz szintje lesüllyedt, a tavak nagyobb sűrűségű mélyvizei pedig a talajba szivárogtak. A kapillaritás, a szélso-dorta vízpermet, a szabálytalan időközű elárasztások együttes hatása folytán a tavak lejtőin és belsejében nitrátok rakódtak le. A hegyekből lezúduló iszapárak az idősebb salarok anyagát a mindenkori mélyedésekbe halmozták át. Ma már azonban csak a sókat oldó, elszállító és koncentráló felszíni vizeknek van jelentőségük. Az áradások kezdeti sómennyisége a szállítás folyamán tovább emelkedhet. A kiszáradó pocsolyák sói oldhatóságuknak megfelelő mélységig szivárognak be: legmélyebbre a kloridok és a nitrátok jutnak; ezért ezek az aljzat közelében halmozódnak fel. A föl-le irányuló kapilláris vízmozgás sokszoros ismétlődése végül is a sók világos vertikális zonációját és az üledék szilárd cementációját eredményezi. A szárazság e vidéken Ny-ról K felé terjed. Ezért az egykori Ny-i salarok már vagy fosszilizálódtak (nitrátelepekké alakultak), vagy a fosszilizálódás állapotában vannak. A keletebbre — a Magas-Kordillerákban — levő tavak és salarok ellenben a fejlődésnek még csak a kezdetén tartanak.

$\text{KNO}_3$ -kivirágzásra azonban a chileinél csapadékosabb klímában is sor kerülhet, ha a szerves anyagok salétromsavas bomlástermékei káliumtartalmú kőzetmálladékkal kerülnek érintkezésbe. Debrecen és Nagyálló vidékének ún. salétromszérűin pl. egykor évente 80—100 t kálisalétromot sepertek össze robbanóanyag gyártás céljából.

## 25.4 A SÓKŐZETEK DIAGENEZISE

Az evaporitok — kitűnő oldhatóságuk és nagy reakcióképességük következtében — a környezet fizikokémiai feltételeinek változására igen érzékenyen reagálnak. Hasonló érzékenység csupán a szerves kőzetek

körében tapasztalható. Ezért BRAITTSCH—KINSMAN (1978) az evaporitok diagenezisének és metamorfózisának fogalmát a többi üledékétől eltérően kívánja megállapítani.

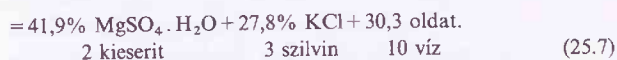
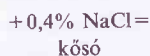
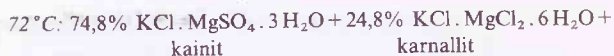
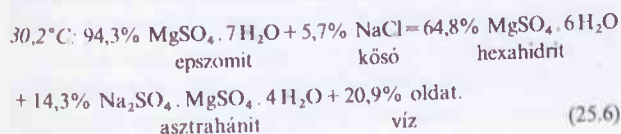
A diagenézis fogalomba ui. csak az olyan kisebb mértékű átalakulásokat sorolják, amelyek (1) a stabilis és instabilis ásványok más ásványfázisokká alakulását, vagy (2) tömörödést okozó, de azonos fázisú, izokémikus átkristályosodását eredményezik. Az evaporitoknak a környezet *jelentősebb* változásai következtében végbemenő változásait viszont már a metamorfózis körébe óhajtják utalni.

Kétségkívül *szindiagenetikus* vagy *korai diagenetikus* elváltozásnak számít pl (1) a frissen lerakódott (metastabilis) gipsznek a sókoncentráció emelkedésével anhidritté való alakulása, (2) az elsődleges kainitnak a karnallitra telített sósvíz hatására történt eltűnése, vagy (3) a karnallitnak telítetlen sósvíz vagy tengervíz beáramlása folytán szilvinre és kősóra való bomlása.

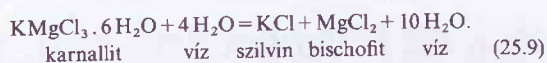
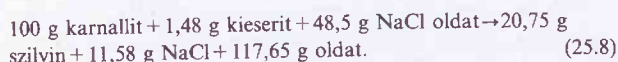
A *későbbi diagenézis* többnyire krisztalloblasztos szövetet és — sok esetben — tetemes térfogatnövekedést eredményez, a zsgorodás kétségtelen jelei viszont ritkák. A kloridoknak a rétegzés síkjával párhuzamos, lapos, egymásba illeszkedő, nagyjából izometrikus szemcséi a kisebb elsődleges szemcséket többnyire kiszorítják. Az eredetileg a sósvíz felszínén képződött apró, finom kősókristályok csak kivételesen maradnak fenn (DELLWIG 1955). Diagenetikusak a gipsz feckszark-ikrei utáni anhidrit-pszeudomorfózák; a korábbi langbeinit kristályformájának kieserit + szilvin-kitöltései; az idősebb anhidrit körüli polihalit anyagú reakciószegélyek; a másodlagos szilvinben levő karnallit-reliktumok. (In STEWART 1963, 1965.)

A BRAITSCH—KINSMAN-féle evaporit-metamorfózisnak a mélységi diagenézistől való elválasztása azonban pusztán szöveti bélyegek alapján nem lehetséges. Az „evaporit-metamorfózis” termékei és oldódási formáinak laboratóriumi kísérletekkel megállapított hőmérsékleti (és ebből számítható mélységi) értékei ui. a többi üledék dia-, ill. epigenézisének határai között maradnak. BRAITSCH (1962) maga is elismeri, hogy a sókőzetek átalakulása már viszonylag alacsony hőmérsékleten megindul. Így tehát — bármekkora változást okozzon is a hőmérséklet emelkedése, vagy a sötétbe utólag behatoló (többnyire hűvös) talajvíz az ásványos összetételben — e folyamatok jellegét a MÜLLER (1970) által ajánlott „termális”, ill. „oldódási diagenézis” elnevezés is tökéletesen kifejezi. Az utóbbi szóhasználatnak az az előnye, hogy nem terjeszti ki a metamorfózis fogalmát olyan területre, ahol arról a jóval gyakoribb „közönséges üledékek” esetében még nem beszélhetünk.

A *termális diagenézis* elsősorban a vztartalmú sóásványokat érinti. Ezek többségének szűk stabilitásmezeje az oka annak, hogy már viszonylag csekély vastagságú fedőtakaró alatt metastabilissá válnak, és kevesebb vizet tartalmazó fázisokba mennek át; a felszabaduló kristályvíz pedig oldószerré válik. A gipsz/anhidrit átalakulás mellett a termális átalakulásnak a kálisók körében van a legnagyobb jelentősége. Az irodalomban közölt nagyszámú egyensúlyi reakció közül itt csak egy alacsony és egy magasabb hőmérséklethez kötöttet mutatunk be:

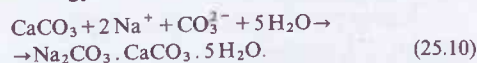


Az *oldódási diagenézis* az elsődleges ásványok olyan változásait jelenti, amelyet a sókőzetekbe utólag behatoló telített vagy telítetlen oldatok idéznek elő. Ezek az oldatok összetételétől és a hőmérséklettől függő változások a leművelés alatt álló kálisótelepek anyagának *vagy* az elmeddülését, *vagy* minőségének a javulását okozzák. Ennek egyik legfontosabb példája MÜLLER (1970) szerint:

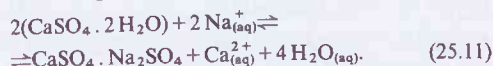


A *kontinentális evaporitok* kémiai jellegű diagenézisével a 25.331.—25.334. fejezetrészek foglalkoznak.

Kontinentális környezetben sem a gaylussit vagy a pirssonit, sem a glauberit, sem más kettős sók (burkeit, aftitalit) nem közvetlenül a nyílt sósvízből csapódnak ki. Mindegyikük a szemcseközi víznek az üledékkal, vagy az üledéken át szivárgó vízzel való reakciója révén képződik. A gaylussit Na-karbonát-tartalmú víz és kalcit egymásra hatásakor keletkezik:



A gaylussit azonban HATCH (1972) szerint a koncentráció emelkedésével — tehát az  $a_{\text{H}_2\text{O}}$  csökkenésével — pirssonit váltja fel. A glauberit HARDIE (1968) szerint gipszből képződik:



A sós síkságoknak a központi mélyedés felé szivárgó vízből zónás eloszlásban kiváló sók közül (25.45 ábra) csak a legkülső övek sói alkotnak — nem egyensúlyi — evaporációs kivirágzásokat. A központi rész ásványai azonban azok a kitünően oldódó sók, amelyek a playa központi (legnagyobb sótartalmú) vizével érintkező, még meg nem szilárdult üledéken belül képződnek. A központi legmélyebb rész nagy sókoncentrációját a sókérges újra feloldott sóinak beszivárgása idézi elő. E nagy koncentrációjú oldatok azután az üledéken belüli, már korábban leülepedett sókkal reagálva hozzák létre az említett kettős sókat.

Az evaporitok ásványaik könnyű siklathatósága következtében tektonikai hatásra könnyen deformálódnak. Ezt nemcsak a kősógleccserek, kő- és kálisódiapirook belső szerkezete (25.14 ábra, 25.1. tábla), hanem az evaporitoknak a tektonikai áttolódások keletkezésében játszott szerepe is bizonyítja. Ezek csú-

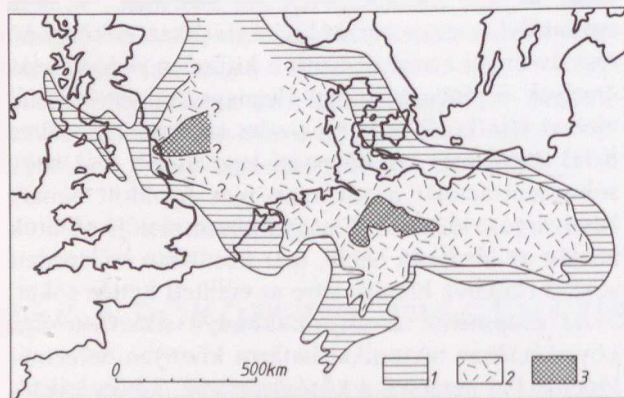
szőfelületei ui. sok esetben gipsz- és anhidrit-összletekhez kapcsolódnak (pl. a svájci Jura-hegységben, az Északi Mészköalpokban, az észak-magyarországi szilicei takaró alján). MÜLLER *et al.* (1981) kísérletei szerint az anhidrit szakítószilárdsága egyrészt szemcséinek finomságával, másrészt a hőmérséklettel arányosan csökken. 150–180 °C-on — amely a földkéregben 4–6 km körüli mélységnek felel meg — az anhidrit „folyni” kezd. Deformációra való hajlamának a kompetensebb kőzetekével szembeni különbségét jól szemlélteti a dél-tiroli felső-perm korú Belleophonos Formáció 180–600 m vastagságú sekélyvízi és/vagy szebkha típusú rétegsora. Ennek dolomitos agyagpala és dolomit rétegeiben ui. a sztilolitosis-

dáson és a klivázsokon kívül kőzetük más elváltozása nem tapasztalható. A dolomitrétegekkel váltakozó, másodlagos gipszrétegek enterolitikus redőinek irányítotttságát viszont SCHREIBER *et al.* (1982) a tektonikus formák jelezte hegység szerkezeti nyomástól függőnek találta. Joggal teszi fel tehát, hogy ezek a redők a gipsz képlékeny alakváltozásra való hajlandóságának megfelelően, másodlagosan deformálódtak. Az erősebb nyomást szenvedett gipsz gneisszerű szövetével szemben a vastagabb dolomitos közbetelepülésekben csak törések és budinázsszerkezetek voltak megfigyelhetők. Hasonló, de jóval kisebb nyomást és hőmérsékletet igénylő jelenségek a kő- és kálisórétegekben is kimutathatók.

## 25.5 AZ EVAPORITOK TÉR- ÉS IDŐBELI ELTERJEDÉSE

Fosszilis sókőzetek — az Antarktisz kivételével — minden kontinensről és minden földtani időszakból ismeretesek (KOZARY—DUNLOP—HUMPHREY 1968; STEWART 1963; PETTIJOHN 1975; ZHARKOV 1984). A szárazulatok felszínének 1/4-e alatt található; előfordulásaik 60%-a kloridokat is tartalmaz. Zömük az É-i félgömbre esik, és gyakran kőolajtartalmú üledékekhez kapcsolódik.

A halogén elemeknek az ősi légkörből való leülepedésével a Föld fejlődésének minőségileg új szakasza kezdődött. A legrégebb — még kicsiny — anhidritlencsék és zárványok is csak az Aldan-pajzs kb. 3,5 milliárd éves Iengr-sorozatából, valamint Auszália, Afrika és Észak-Amerika törmelékes, törmelékes/karbonátos és/vagy karbonátos jellegű, 1,5 milliárd évesnél idősebb archái és proterozóos rétegeiből ismeretesek. Az első vékony anhidrittelepek Auszália és Észak-Amerika 1,5—1,3 milliárd éves középső-riféi formációiból (Bitter Springs, ill. Grenville) kerültek elő.



25.51 ábra. A perm-végi felső-zechstein tenger üledékeinek elterjedése ÉNy-Európában. — Vázlat SCHMALZ (1970) nyomán  
1. Karbonátok és anhidrit. — 2. Kősó. — 3. Kálisó.

Késő-riféi és vendiumi szulfáttelepeket ismerünk Görögországból, Kanada arktikus szigeteiről, az USA, Kelet-Szibéria, Irán, Omán és Pakisztán területéről. Változatosabb összetételű evaporitársulások azonban először csak Auszália késő-riféi Amadeus- és Officer-medencéjében jelennek meg. Innen kezdve az anhidrit/gipsz előfordulások a Föld különböző részein a miocénig széles elterjedésűek (ZHARKOV 1984).

A sókiválás csúcspontjai általában a hegységképződési ciklusokat megelőző, ill. követő, regressziós, ill. transzgressziós időszakokhoz kapcsolódnak, s a lemeztektonikai eseményekkel jól egyeztetethetők. A sóképződés minimumainak a kőszénképződési maximumokkal való egybeesését a szárazföldi növényi tenyészet éghajlati igényei magyarázzák.

Egyes ősi táblákon a sóképződés a földtörténet több különböző időszakában megismétlődött. A Perzsa-Arab-öböl környékéről, pl. késő-prekambriumi, kambriumi, júra és terciér evaporitok ismeretesek (STÖCKLIN 1968). Európa legnagyobb sótelepei az Anglia ÉK-i partjaitól az Északi-tengeren, Hollandián, Dánián és az Észak-német Síkságon át Lengyelországig nyúló, felső-perm korú Zechstein-tenger (25.51 ábra) legalább 250 000 km<sup>2</sup>-nyi területén képződtek. Vastagságuk Stassfurt környékén több mint 1 km (bár ez a vastagság részben a diapír-mozgás következménye). A németországi zechstein sóösszlet négy ciklusból áll; ezek mindegyike dolomittal kezdődik, anhidrittel, majd vastag kősóval folytatódik; helyenként pedig a cikluszáró kálisók is kifejlődtek. Evaporitokat a zechsteint fedő triász és júra üledékek is tartalmaznak (LOTZE 1957; RICHTER-BERNBURG 1955; KÜHN 1968).

Az USA-ban a New York állam Ny-i részétől Ny-Virginiaig — csaknem 26 000 km<sup>2</sup>-en át — követhető

szilur sóformáció hét, egyenként 12—24 m vastagságú sótelepe agyapalákkal váltakozik. Michigan és Ontario állam ugyancsak szilur időszakos kősó- és gipszrétegeinek együttes vastagsága DELLWIG—EVANS (1969) szerint 480 m-t is meghalad.

A Mexikóból Texasba és Új-Mexikóba átnyúló, perm időszakos Castile és Salado Formáció 1220 m-t is elérő vastagságának 366—457 m-nyi alsó részét lemezes anhidrit alkotja. Az átlagosan 1,6 mm-es anhidritlemezeket vékony, barna, bitumenes film választja el egymástól. UDDEN (1924) szerint ezek a varvszerű és olykor 113 km-en át követhető lemezek az ülepedés 306 000 esztendőn át ismétlődő, szezonális ingadozásáról tanúskodnak (ANDERSON *et al.* 1972). A sóösszetelése felső része főleg gipsszel 1:1 arányban váltakozó kősóból áll, de néhol kálisó (polihalit) is megjelenik.

A fanerozoos sótelepek időbeli megoszlását ZHARKOV (1984) nyomán a 25.52 ábra szemlélteti:

(1) A kloridok osztályán belül a késő-prekambriumtól kezdve ismert kősó-család legnagyobb tömegei az alsó-kambriumban [Kelet-Szibéria, Irán, Brazília, a perm kungur emeletében (SZU) és a miocénben (pl. Tuzla: Románia; Erdélyi-medence; Aknasugatag: Románia; Aknaszlatina: Kárpátalja; Sóvár: Csehszlovákia)] ülepedtek le (25.8. tábla: 3). Nagy kiterjedésű és vastag kősótelepek képződtek azonban a felső-szilur (USA), a középső-devon, a felső-perm (Észak-Amerika, Észak-Európa), a felső-triász, a felső-júra (Ázsia), az alsó-kréta és a harmadkor idején is (Európa).

Ezzel szemben a kősó-szilvin-karnallit család csak az alsó-kambriumtól a felső-júráig ismeretes. Főtömegei az alsó-kambriumban, a középső-devonban, a felső-permben és a felső-júrában rakódtak le.

A halit-szilvin-karnallit-bischofit-tachihidrit család csak a gaboni-angolai, nyugat-brazíliai és a Kharat-medencebeli alsó-krétában fordul elő.

(2) A  $K_2SO_4$  alosztály só-társulásai a paleozoikum végén jelennek meg. Perm időszakos képviselőik a kősó-szilvin-karnalliton kívül kieserit-polihalit-langbeinit-kainit-(bischofit) összetételű kőzeteket is tartalmaznak, és hatalmas evaporitos medencéket töltenek ki Kelet- és Közép-Európában, valamint az USA Midcontinent-jén. A miocénben a földközi-tengeri és a külső-kárpáti térség kainit-kősó-szilvin-karnallit társulása képviseli ezt az alosztályt.

(3) A  $NaCl-Na_2CO_3$  osztály só-társulásainak zöme paleogén korú (USA: Green River, Uinta és Piceance Creek Formáció).

(4) A  $Na_2SO_4$  alosztály só-társulásai zömmel a neogénre és a holocénre szorítkoznak. Csak a kősó-glauberit család ismeretes az észak-szibériai felső-devonból, a Tengermelléki-medence karbonjából és a Chu-Sarysu-medence permjéből. Az alosztály többi családja főleg Közép-Ázsia miocén és kvarter medencéiben jelenik meg.

**Összefoglalva:** A fanerozoikumban két nagy tengeri evaporit-ciklussal kell számolni. Mind a kettő hosszú klorid és gipsz/anhidritkiválással kezdődött, és viszonylag rövid, szulfát osztálybeli üledékekkel végződött. Az első ciklusnak a kambriumtól a karbonig bezárólag tartó szakaszában a minden medencében jelentkező, tengeri jellegű gipsz/anhidrit mellett csak (Na-, K- és K—Mg-) kloridok rakódtak le. A ciklus második szakaszát jelentő permben beállott minőségi változást a Na-, K- és Mg-kloridok mellett megjelenő K- és Mg-szulfátok jelzik.

Kor	Kloridok				Kloridok-szulfátok										Klorid-karbonát			
	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>	C <sub>4</sub>	Kálium-szulfát				Nátrium-szulfát									
					CSK <sub>1</sub>	CSK <sub>2</sub>	CSK <sub>3</sub>	CSK <sub>4</sub>	CSN <sub>1</sub>	CSN <sub>2</sub>	CSN <sub>3</sub>	CSN <sub>4</sub>	CSN <sub>5</sub>	CSN <sub>6</sub>		CK		
Neogén	●	●			●	●				●	●	●	●	●	●	●	●	●
Paleogén	●	●																●
Kréta	●	●	●	●														
Júra	●	●																
Triász	●	●																
Perm	●	●							●	●								
Karbon	●	●																
Devon	●	●																
Szilur	●	●																
Ordovicium	●	●																
Kambrium	●	●																

25.52 ábra. A ZHARKOV-féle evaporitos ásványtársulások (25.1 ábra) földtörténeti megoszlása. — ZHARKOV (1984) nyomán

A második ciklus első szakaszát jelentő mezozoikum és paleogén folyamán minden tengeri medence evaporitjai csak a gipsz/anhidritig és a kloridokig jutottak el. Ezen belül a krétát a bischofit és tachihidrit, a paleogént a NaCl és a Na-karbonátok társulásai jellemzik. A neogénben bekövetkező újabb minőségi változást a kloridoknak a szulfátok különböző változataival való társulásai jelzik. A két ciklus zárószakaszai azonban különböznek egymástól. A permet az epszomit, hexahidrit, kieserit és bischofit, a neogént pedig a kainit uralma tünteti ki.

A tengeri sóképződés két ciklusának hasonlóságait az ösföldrajzi és paleotektonikai környezet hasonló vonásai magyarázzák. A perm, ill. a neogén előtti sóképződés a nyílt tengerrel közvetlenebb kapcsolatban álló kontinensszegélyeken ment végbe. A perm és neogén korú szulfátos halogenezis viszont a hercíniai, ill. az alpi hegységképződés következtében kialakult, jóval zártabb, epikontinentális üledékgyűjtőkben zajlott le.

A paleozoikum-, ill. kainozoikum-végi, nem-tengeri sókiválások jelentős részében a Na-szulfát alosztály ásványai uralkodnak, kősóval és glaubersóval. Az ázsiai neotektonikus hegységközi medencékben s a Turáni-lemezzel kapcsolatos üledékgyűjtőkben és beltengerekben viszont thenardit, thenardit-kősó, asztrahánit, asztrahánit-thenardit, asztrahánit-kősó, asztrahánit-epszomit-kősó vagy thenardit-mirabilit ülepedett le, helyenként kainit- vagy karnallittartalmú kőzetekkel.

A kainozoos halogenezis azonban nemcsak termékeinek nagy változatossága folytán, hanem irányában is eltér a halogenezis általános fejlődésmentétől. Az idősebb sófelhalmazódási területeknek az alpi fázisok által szétarabolt maradványain létrejött epiplatform medencékben ui. NaCl-Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> jellegű sókiválás indult meg. Az ezt létrehozó sósvizek koncentrációjának

ban e területek egykori sóüledékei eróziójának lehetett fontos szerepe. Ezért ZHARKOV (1984) szerint a sóképződés jelenkori feltételeit csak kellő óvatossággal lehet a Föld múltjába visszavetíteni. Egyébként is úgy véli, hogy az evaporitok nagy tömegben való lerakódásának a világoceán erős felhígulását kellett eredményeznie (FISCHER 1964; ZSARKOV—JANSIN 1980). Nagy mennyiségű szulfát lerakódásának a szulfát-keletkezéshez szükséges oxigén mennyiségének arányában csökkentenie kellett a légkör  $O_2$ -tartalmát (GARRELS 1975; ZSARKOV—JANSIN 1980). A gipszképződés miatt karbonátokban le nem kötődő  $CO_2$ -nek a légkörbe kerülése a növényzeten át az üledékek szervesanyag-tartalmának növekedését eredményezhette (GARRELS—MACKENZIE 1971; GARRELS 1975). Mindez valóban befolyásolhatta a világoceán karbonátos üledékképződését és sótartalmát. A Ca-nak a gipsz/anhidritben való lekötődése azonban nemcsak a karbonátképződésre lehetett hatással, hanem a tengeri szervezetek

kihalásában is szerepet játszhatott. Mások (pl. SCHREIBER—HSÜ 1980) viszont úgy vélik, hogy a világtenger sótartalma — kisebb ingadozásoktól eltekintve — az utolsó félmilliárd évben állandó volt. Ennek — egyebek közt — az az oka, hogy a sók kicsapódása nagy viszonylagos sebessége ellenére sem tekinthető zárt medencében, pillanatszerűen lezajló, tökéletesen egyirányú folyamatnak. Az óceánok sóháztartásának veszteségeit számos — egyensúlyra vezető — mechanizmus egyenlíthette ki. Olyan változások, amelyek a sótartalom növekedésének az élővilágra helyileg kifejtett drasztikus hatásaival egyenértékűek lennének, a nyílttengeri élővilág folyamatos evolúciójában általában nem tapasztalhatók. Ez az evolúció egyébként is olyan soktényezős folyamat, amit nem lehet a nagy globális események olyan epizódszerű jelenségével magyarázni, mint a sótelepek képződése, amely maga is hatalmasabb okok következménye.

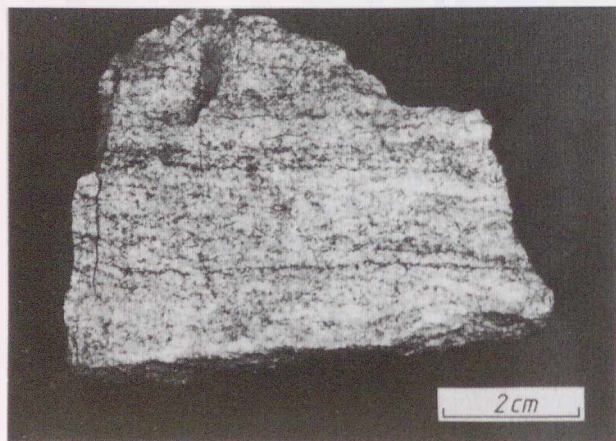
## 25.6 A MAGYARORSZÁGI EVAPORITOK

A hazai evaporit-előfordulások egy része a perm időszak dél-alpi jellegű tengeröbleiben, a perm-végi sivatagi tavakban s a felnyílmi kezdő Tethys triász-eleji partvidéken képződött. Más része a Paratethys felső-bádeni-alsó-szarmata korú lefűződésével kialakult, megnövekedett sótartalmú beltenger öbleinek és lagúnáinak üledéke. Kisebb része pedig az alföldi homokbuckák között kialakult tavak, ártéri vízállások s a talajvíz bepárolgása következtében a felső talajszintekben kialakult, holocén korú, kontinentális sókéreg (salétrom- és sziksó).

Valamennyi tengeri evaporit-előfordulásunk meg-

rekedett az anhidrit/gipsz-kicsapódás szintjén. Kőso csak nyomokban mutatkozik. Legidősebb a Bükk hegységi középső-perm gipsz-anhidritje. Ennek fekéje — a Szentléleki Formáció Farkasnyaki Tagozata — vörös és zöld homokkő, valamint aleurolit váltakozásából álló, arid éghajlatú, kőületmentes, síkparti képződmény. A sárgás dolomittal sűrűn váltakozó és amellet sok szilikátos anyagot is tartalmazó gipsz-anhidritrétegek a klorittól élénk zöld színű, lagúnafáciesű Garadnai Tagozat közepe táján helyezkednek el. A 10—12 m vastagságú, tengeri mikro- és makrofaunát tartalmazó, meszes dolomittal elválasztott két — együttesen 80—90 m vastagságú — teleprész PELIKÁN (1986) szerint föltehetően utólag gipszesedett parti szebkha jellegű képződmény.

A Balatoni Vöröshomokkő Formáció anhidrit/gipsz rétegei MAJOROS (1980, 1983) szerint sivatagi sóstavak üledékei, a Tabajd-környékiek pedig sekélytengeri-lagúnás fáciesűek. A Balaton-felvidéki Aszófői Formáció szebkha-fáciesével szemben a mecseki és villányi-hegységi alsó-triász vékony dolo-, sőt magnetmarga, agyagkő, anhidrit és gipsz rétegek váltakozásából álló anyaga (25.3. tábla) CSIRIK (1983) szerint árapály övi és árapály öv alatti eredetű. Valószínűleg ilyenek az alföldi medencealjzat alsó-triászának evaporitjai is. Kitermelésre azonban csak az Aggtelek-Rudabányai-hegység felső-perm korúnak tartott gipsz-anhidrittelepei érdemesek (Alsótelekes: 25.53 ábra; Perkupa). Ezek szürke, laminites, ill. tömeges, valamint zöld-vörös agyagpala-törmelék tartalmazó an-



25.53 ábra. Lemezes szerkezetű másodlagos gipsz. — Alsótelekes, kifejés. — Perkupai Evaporit Formáció. — Felső-perm. — Gy.: BALOGH KÁLMÁN, 1989. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

hidrittípusainak keletkezését SZABÓ I. a viszonylag mélyvízű képződési modell szerint értelmezi (25.2. tábla).

A Budajenő Bő-2. sz. fúrás alginittal kapcsolatos, 2 m vastag gipsztelepének redukciója folytán 5 cm vastagságú kéntelep is keletkezett (JÁMBOR 1976; RAVASZ—SOLTI 1982). A Tengelic-1. sz. fúrás — a gipsz/anhidrit rétegek mellett — nagy NaCl-tartalmú rétegvizeket tárt fel.

A Szirák-2. sz. fúrással harántolt bádeni-szarmata korú agyagmárga- és aleurit-rétegek max. 40 cm-es gipsz/anhidrit közbetelepülései közül a Sámsonházi Formációhoz tartozók árapályövi szebkhán, a Hidasi és Sajóvölgyi Formációbeliek pedig szubtrópusi lagúnában keletkeztek (HÁMOR T. 1987). HÁMOR G. (1985) a kárpáti emeletbeli üledékciklus végére Fót–Buják–Mátraverebély tengelyű bepárlódó lagúna jelenlétét valószínűsítette.

## 25.7 AZ EVAPORITOK JELENTŐSÉGE

A tengeri sókőzetek jelenlétének és előfordulásaik modellezésének jelentős szerepe van az éghajlatnak, a szárazföld és tenger megoszlásának, a partok és lagúnák jellegének, az egykori üledékgyűjtő mélységének megítélésében. A kontinentális sókőzetek eleve vékony rétegei könnyen lepusztulnak, ezért az idősebb rétegsorokban viszonylag ritkák. Ha mégis jelen vannak, különleges összetételük folytán értékes felvilágosítást adhatnak származásuk körülményeiről.

Gyakorlati szempontból a kősó és a kálisók a legértékesebbek: az előbbi az élelmiszer- és a vegyipar, a gyógyászat, az utóbbiak a vegyi- és a hadiipar nélkülözhetetlen nyersanyagai. A német káliumiparnak a kieserit–szilvin–halit összetételű „kieserites keménysó” és az anhidrit–szilvin–halit összetételű „anhidrites keménysó” az alapja, de az utolsó száz évben a sótelepek „sapká”-jának kainitját is értékesítették.

Az anhidrit-, főleg pedig a belőlük keletkezett gipsztelepek anyagát az építő- és díszítőiparon kívül a szikes talajok javítására is felhasználják.

A salétromtelepek anyagát a műtrágyaiparban és az elemi nitrogén előállításában hasznosítják. A 19. és 20. sz. fordulóján a nitrogéntartalmú műtrágyák legnagyobb szállítója Chile volt. A nitrogén levegőből való kinyerésének elterjedésével azonban a chilei bányászat erősen visszaesett, pedig azt a K- és Na-nitrátot kísérő NaCl, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, CaSO<sub>4</sub>, a borax és a jódátok, újabban pedig a lithium jelenléte is támogatná. A fénymáz- és a konzerv-gyártásban hasznosítható borax főtömegét Németországban (Stassfurt, Lüne-

burg), Angliában (Yorkshire) és az USA-ban (Louisiana) termelik.

Az evaporit- és a kőolaj-előfordulások közötti kapcsolatok gyakoriságának rég felismert és együttes kutatásukra ösztönző tényét a következő összefüggések indokolják:

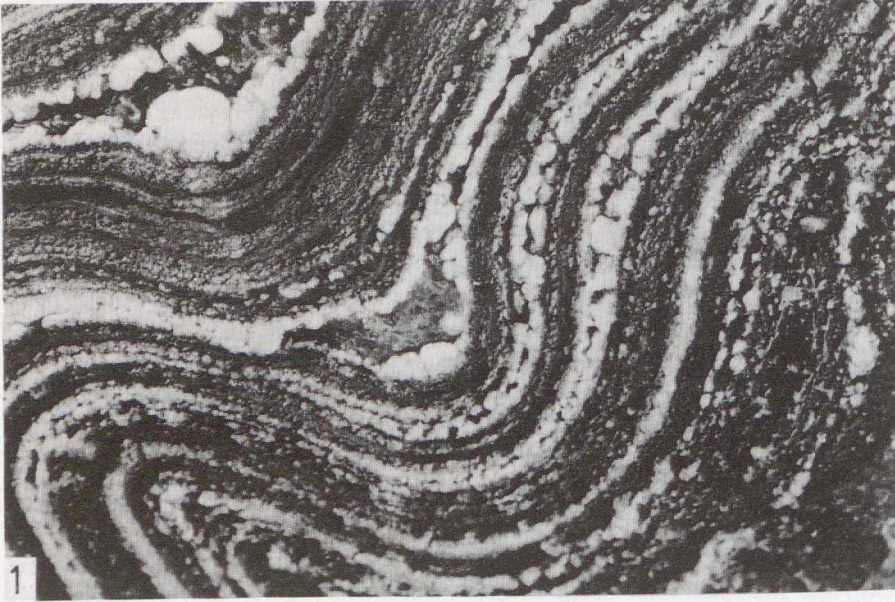
(1) A tengeri evaporitok képződését a víz sótartalom szerinti rétegződése folytán anoxikus viszonyok kialakulása kísérheti. Ez viszont a szerves anyagoknak az üledékben való felhalmozódása következtében az evaporitokat kísérő egyéb (karbonátos és pélitos) üledékeket szénhidrogén-anyaközetté teheti. A gipsz- és anhidritet bevonó algaszövedék bomlása folytán azonban a gipsz- és anhidrittelepeken belül is oldható szénhidrogének keletkezhetnek (SCHREIBER—HSÜ 1980).

(2) A sódiapírok és sódóмок felnyomulása következtében felboltozódott fedőüledékekben kitűnő szénhidrogéncsapdák alakulhatnak ki.

(3) Az evaporitok oldási diagenézisével létrejött maradék-közetek nagyfokú porozitásuk folytán maguk is tárolóközetté válhatnak.

(4) Az evaporitokból származó felszín alatti sósvizek a tárolóközetek cementálása, a karbonátközetek dolomitósítása révén hátrányosan is befolyásolhatják a szénhidrogének termelését (WILSON 1984).

A felszín közelében levő gipsz/anhidrittelepeket az azokat átjáró talajvízzel bekerülő szulfátredukáló baktériumok kéntelepekké alakíthatják (Szicília, Toscana, a Kárpátok elősüllyedéke, Kazahsztán, Mexikó; hazánkban a Zsámbéki-medence). Az euxin viszonyok között keletkezett kísérő közetek esetleges piritgazdagsága viszont kénsavgyártásra lehet alkalmas.

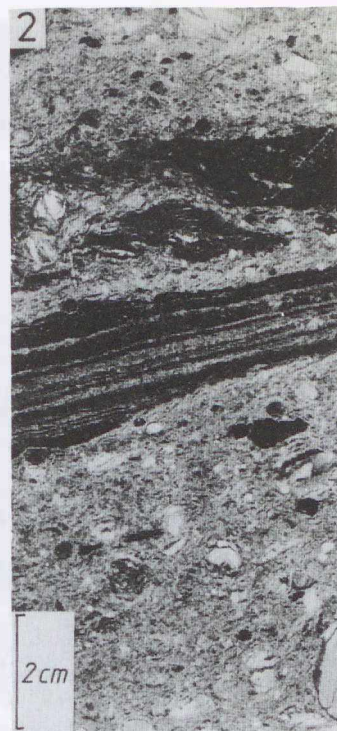


Gyűrt formák anhidrit-, gipsz-, agyag- és agyagmárgalemezek váltakozásában. — Wieliczka (Lengyelország). — Középső-miocén, bádeni emelet. — Prof. A. GARLICKI (Krakkó) szíveségéből

1. Szimmetrikus redő. — 2. Fekvő redő.

25.2. tábla

Evaporittelep anyagának  
közetszerkezete



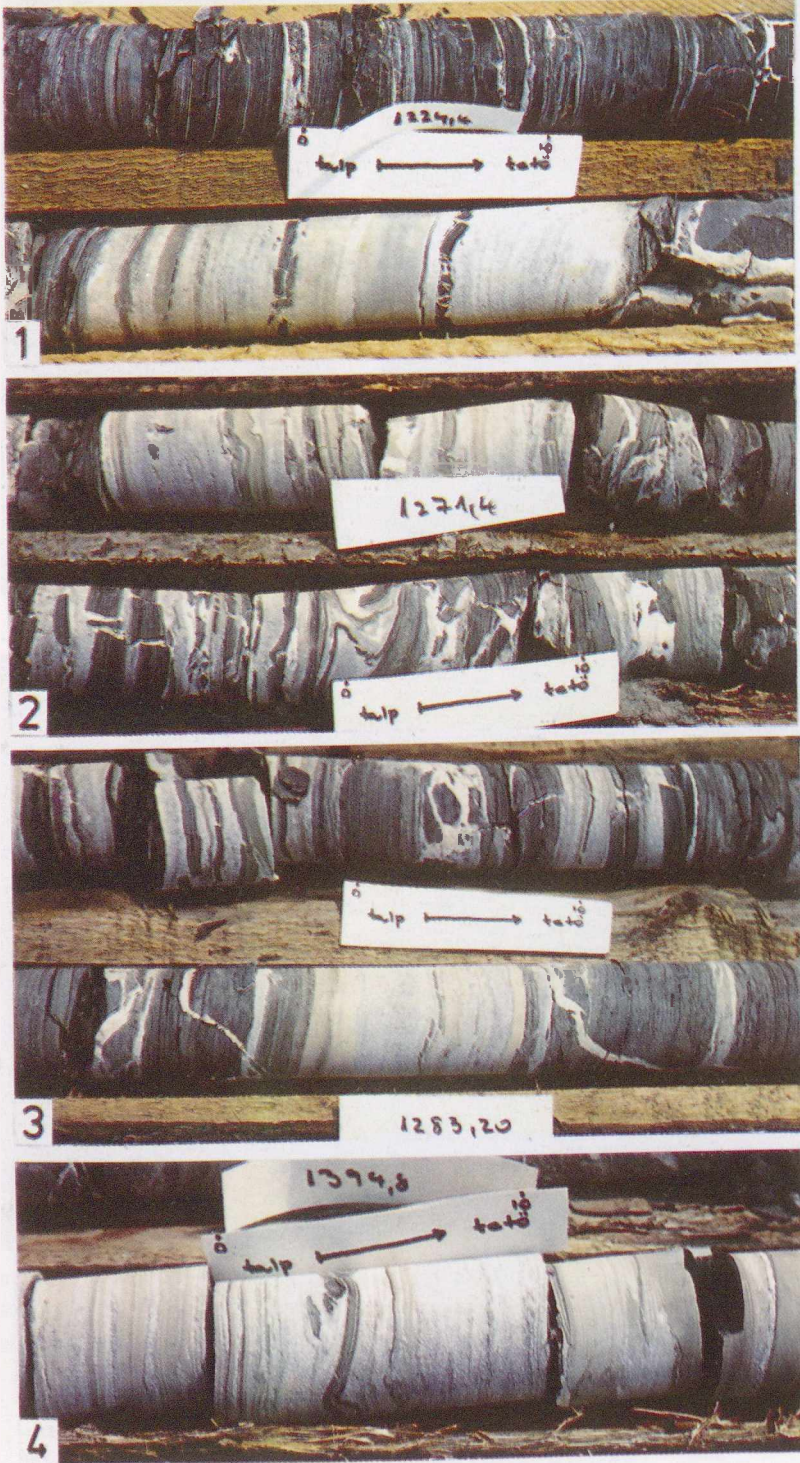
A Bódvarákó-4. sz. fúrás (Rudabányai-hegység) evaporitjainak felületi csiszolatai. — Perkupai Evaporit Formáció: felső-perm (?). — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ

1. Finomlemez anhidrit, középtájon nagyobb agyapalakovics elnyírt részleteivel. — 221,55–225,00 m.
2. Sok, többnyire lekerekített palatormelék tartalmazó anhidrit, középtájon lemezgyapala betelepüléssel. — 247,66–248,03 m.
3. Szürke, lemez alurolit, helyenként gipszcsikkokkal és üledékmozgásra utaló gyüredczettséggel, a kép tetején kis méretű rátolódással. — 271,13–271,27 m.
4. Sok lekerekített palatormelék tartalmazó, zavart szerkezetű anhidrit, a tetején vékony lemezekkel. — 247,66–248,03 m.

A 2. és a 4. képen látható szerkezet föltehetően az evaporitos medencébe irányuló törmelékiszállítás vagy lejtő menti üledékmozgás (csuszamlás) eredménye.

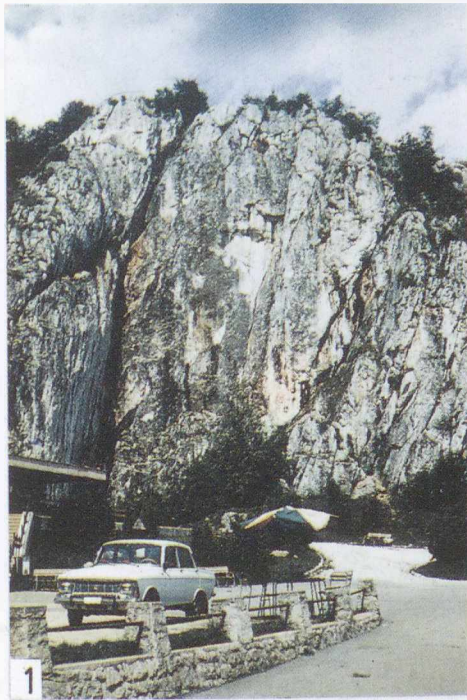
25.3. tábla

*Evaporittelep anyagának  
közetszerkezete*

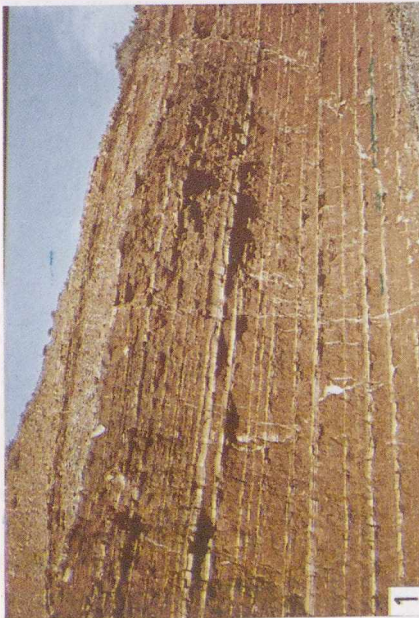
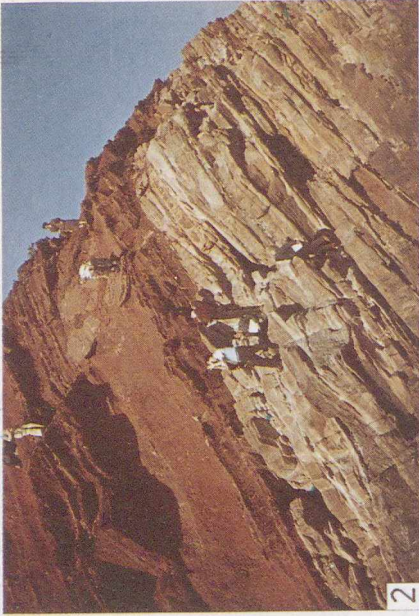


A Mecseki Ércbánya Vállalat (MÉV) XIV. sz. szerkezetkutató fúrásával harántolt gipszes összlet közettípusai. — Hetvehelyi Formáció, Magyarürögi Tagozat: középső-triász, alsó-anisusi. — Foto: CSIRIK GY.

1. 1224,4 m. Gipszréteg másodlagos gipszerekkel átjárt agyagkő betelepüléssel.
2. 1271,4 m. Az agyagkő- és gipszrétegek kaotikusan gyűrtek. A dolomárga nem gyűrődött. Az agyagkőretegeket másodlagos gipszerek szelik át.
3. 1283,2 m. Gipszréteg hajlított-tört másodlagos, rostos gipszereket tartalmazó dolomárga-agyagkő betelepüléssel. Más helyütt az agyagkővel másodlagos, rózsaszínű, rostos gipszerek szelik át.
4. 1394,8 m. Gipszréteg hajlított agyagkő betelepüléssel.



1. A Wettersteini Mészkö törésekkel szabdaltn sziklája. — Aggtelek, a Baradla-barlang bejáratánál. — Középső-triász: ladin emelet. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1981
2. A Choč Dolomit függőleges hasadékok (litoklázisok) menti mállásával keletkezett sziklatornyok. — Középső-triász. — A Vrátna-völgy bejárata Boboty közelében (Szlovákia). — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1978
3. A Földolomit sík—párhuzamos algalemezekből álló B-tagja, a kioldódott „madárszemek” utáni likacsokkal. — Szár-I. sz. fúrás: 30,8—31,1 m. — Felső-triász: nóri emelet. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ
4. A Földolomit algalemezes B tagjára települt C-tag fosszilis gázbuborékok utáni üregek kitöltésével. — Szár-I. sz. fúrás: 82 m. — Felső-triász: nóri emelet. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ
5. A Földolomit egy ciklusának autigén (vihar-)breccsás C-tagja. — Szár-I. sz. fúrás: 12,7—12,8 m. — Felső-triász: nóri emelet. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ



1. Vörös aleurolit és fehér homokkőrétegek ritmikus váltakozása. — Dio, Franciaország. — Perm. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1961
2. A germán fáciesű alsó-triász Tarkahomokkővének barnás színű, *Voltzia*-tartalmú, s a tetején dolomitos és gipszgumós rétegei fölött a középső-triász Kagylómészköve alsó részének vörös színű, dolomitos homokkő-, laza márga- és dolomit-rétegei települnek. — Franciaország: Portissol, Sanary mellett (Toulontól Ny-ra). — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1961
3. Kis méretű folyóvízi kereszttrétegzés oligomikt kvarcitos homokkőben. — Bihar-hegység: Bulz (Valea Bulzisor). — Alsó-triász: Werfeni Formáció. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1979
4. Mészkö anyagú intraformációs breccsa felületi csiszolata. — Reiflingi Mészkö Formáció. — Középső-triász: ladin emelet. — Aggteleki-hegység: az Alsóhegy K-i végén, az országhatár közelében. — Gyűjtő: KOVÁCS SÁNDOR. — Foto: BALOGH KÁLMÁN



1. Egyenetlen felszínével tagolt, vastagpados Dachsteini Mészkö. — Tata, Kálvária-domb. — Felső-triász: nóri emelet. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ
2. Félőhelyzetben beágyazódott *Neomegalodonok* Dachsteini Mészköben. — Lábatlan, Kecskői köfjő (Gerecse hegység). — Felső-triász: nóri emelet. — Foto: HAAS J.
3. „Beach-rock”. — Andros szigetek (Nagy Bahama Pad). — HAAS J. gyűjteményéből
4. Kréta-kőzet Anglia partjairól. — GALÁCZ ANDRÁS gyűjteményéből



1—2. Különböző méretű és alakú áramlási barázda kitöltések a dalmát tengerpart eocén fliséből. — Split. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1977

3. Kis méretű flisritmusok a dalmát tengerpart agyagos paleogén flisében. — Split. — Foto: BALOGH KÁLMÁN

4. Homokkő és pala váltakozásából álló homokos eocén flis. — ÉK-i Kárpátok: Alsóverekétől D-re, az abrankai és podpolozjei utak elágazása közelében. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1989



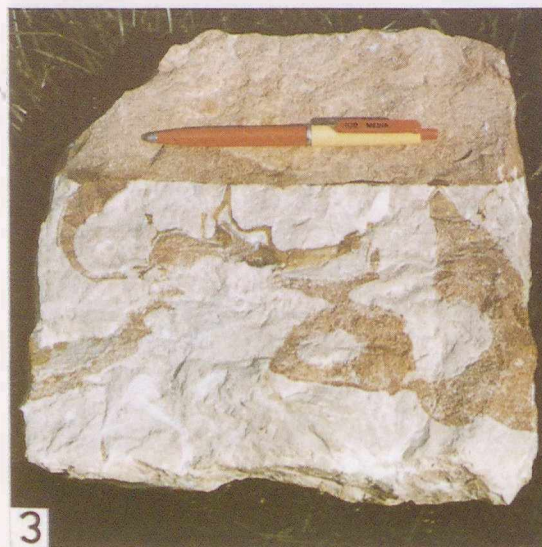
1. A fehér középső-anisusi mészkő ülepedés közben keletkezett tágulási hasadékaiba települt vörös színű felső-anisusi mészkő. — Han Bulog (Bosznia). — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1981
2. Krinoideás mészkő vékonycsiszolati képe. — Alsó-triász. — Balaton-felvidék
3. A fedő agyagösszletet áttörő kősódiapír esőmosta sziklája. — Aknaszlatina (Szolotvina), Kárpátalja. — Középső-miocén, bádeni emelet. — Jól látszik az agyagcsikkokkal tagolt kő-sónak az esőbarázdákat keresztelő rétegsége. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1989
4. A Terebinszki Tagozat zeolitosodott riolittufa rétegei. — Szeklence (Szokirnica), Kárpátalja. — Középső-miocén: bádeni emelet. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1989



1



2

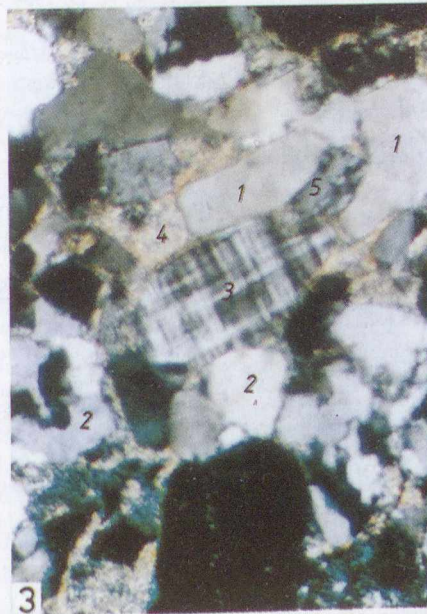


3



4

1. A vörös teresztrikummal váltakozó Sebesvízi Breccsa (az Uggowitzi Breccsa magyarországi megfelelője). — Újmassától D-re, a Sebesvízhez vezető felső szekérúton (Bükk hegység). — Középső-triász: az anisusi és a ladin emelet határán. — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1980
2. Mészökonglomerátum a Wettersteini Mészkö kavicsaival. — Somodi (Szlovákia). — Paleogén (?). — Foto: BALOGH KÁLMÁN, 1979
3. A felső-nóri Dachsteini Mészkö *Neomegalodon*jainak héját az éles határ mentén rátelepülő vörös, krinoideás felső-hettangi-szinemuri (alsó-liász) mészkö anyaga szorítja ki. — Tata, Kálvária-domb. — Gy.: FÜLÖP JÓZSEF. — Foto: BALOGH KÁLMÁN. — Lásd: FÜLÖP J. 1975. X. tábla, 2. alatt is.
4. Uralkodóan klinoptilolittá alakult bádeni riolituffa. — Szeklence (Szokirnica), Kárpátalja. — Foto: PELLÉRDY L.-NÉ



1. Aprószemű, enyhén metamorf homokkő. — Felsőrgmec-1. sz. fúrás (Tokaji-hegység). — Karbon (?). —  $75,6\times$  — +N

Szőgletes, polikristályos kvarcsezeműk (1), kovás-szericites-muskovitos kötőanyag (2), meghajlított muszkovitlemez (3).

2. Meszes kötőanyagú, közép- és durvaszemű, glaukonitos homokkő. — Nagybátony, Szorospartak. — Alsó-miocén: eggenburgi emelet. —  $75,6\times$  — +N

Kalcitcementtel (1) körülvelt, mono- (2) és polikristályos (3) kvarcsezeműk. A zöld glaukonitsezeműk közül a kisebbek (4) a cementet, a nagyobbak (5) a tölteléksezeműket gyarapítják.

3. Középszemű, földpátos kvarehomokkő. — Pécs, István-akna. — Alsó-liász. —  $75,6\times$  — +N

Kissé lekerekített mono- (1) és polikristályos (2) kvarc, valamint mikroklin- (3) szeműk; mikrokristályos, kovás-szericites cement (4). A földpát- és kvarcsezeműk érintkezésén helyenként nyomási oldódás (5).

4. Durvaszemű, földpátos kvarehomokkő. — Pécs, István-akna. — Alsó-liász. —  $75,6\times$  — +N

Szőgletes káliföldpát- (1) és polikristályos kvarcsezeműk (2), mikrokristályos, kovás-szericites cement (3).

Valamennyi kép H. MOLNÁR K. felvétele.

- ADAMS, J. E. 1944: Upper Permian Ochoa Series of Delaware Basin, western Texas and SE Mexico. — *AAPG Bull.*, **28**, 1596—1625.
- ADLER, F. J.—BUZZALINI, A. D.—JODRY, R. L. (eds) 1969: Evaporites and Petroleum. — *AAPG Bull.*, **53**, 4, 773—1011.
- AHR, W. M.—BERG, R. R. 1982: Deepwater evaporites in the Bell Canyon Formation, Delaware Basin, West Texas. — In: HANDFORD, C. R.—LOUCKS, R. G.—DAVIES, G. R.: *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites — A Core Workshop*. — SEPM Core Workshop No. 3, Calgary, Canada, June 26—27, 1982, 305—323.
- ANDERSON, R. Y.—DEAN, W. E. JR.—KIRKLAND, D. W.—SNIDER, H. T. 1972: Permian Castile varved evaporite sequence, west Texas and New Mexico. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **83**, 59—86.
- BAKER, B. H. 1958: Geology of the Magadi area. — *Rept. Geol. Surv. Kenya*, **42**, 81 p.
- BAKER, B. H.—WILLIAMS, L. A. J.—MILLER, J. A.—FITCH, F. J. 1971: Sequence and geochronology of the Kenya rift volcanics. — *Tectonophysics*, **11**, 191—215.
- BALOGH K. 1946: A szovátai Medve-tó. — *Beszámoló a MÁFI vitail. munk.-ról*, **7**, 1—2, 5—26.
- BENTOR, Y. K. 1961: Some geochemical aspects of the Dead Sea and the question of its age. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **25**, 239—260.
- BISCHOF, G. 1855: *Lehrbuch der Chemie und physischer Geologie*. 1—3 Bd., 2000 p.
- BORCHERT, H. 1940: Die Salzlagerstätten des deutschen Zechsteins. — *Archiv f. Lagerstättenforsch.*, **67**, 1—196.
- BORCHERT, H.—MUIR, R. D. 1964: *Salt Deposits*. — London: Nordstrand, 338 p.
- BOUROULLEC, J. 1979: Étude séquentielle du toit de la série évaporitique du lias inférieur dans un puits du Bassin Aquitain (Aud 1) France du Sud-ouest. — In: BUSSON, G. (ed.): *Dépôts Evaporitiques. Illustration et interprétation de quelques séquences*. — Paris: Technip, 29—31.
- BOUROULLEC, J.—DELOFFRE, R. 1982: Les paléosebkhas du Jurassique terminal en Aquitaine (SW France). — *Bull. Centr. Rech. Explor.-Product. Elf-Aquitaine*, **6**, 1, 227—255.
- BOYD, F. M.—KREITLER, CH. W. 1986: Hydrogeology of a gypsum playa, Northern Salt Basin, Texas. — Bureau Econ. Geol. Univ. Texas, Austin. — *Rept. Invest. No. 158*, 37 p.
- BRAITSCH, O. 1962: Entstehung und Stoffbestand der der Salzlagerstätten. — In: ENGELHARDT, W. v.—ZEMANN, J.: *Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen*. 3. Bd. — Berlin, etc.: Springer, 232 p.
- BRAITSCH, O. 1971: *Salt Deposits, their Origin and Composition*. — Berlin, etc.: Springer, 297 p.
- BRAITSCH, O.—HERRMANN, A. G. 1963: Zur Geochemie des Broms in salinaren Sedimenten. Teil I. Experimentelle Bestimmung der Br-Verteilung in verschiedenen natürlichen Salzsystemen. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 361—391.
- BRAITSCH, O.—KINSMAN, D. J. 1978: Evaporites — Physicochemical conditions of origin. — Marine evaporites—diagenesis and metamorphism. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 303—311 és 464—467.
- BRANSON, E. B. 1915: Origin of thick gypsum and salt deposits. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **44**, 1912—1920.
- BRIIGGS, L. I. 1978: Evaporite facies. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGEOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 300—303.
- BROOKINS, D. G. 1981: *Earth Resources, Energy and the Environment*. — Columbus, Toronto, etc.: Merrill, Bell & Howell, 190 p.
- BROOKS, J. (ed.) 1981: *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration*. — Internat. Palynological Conf. 5. Cambridge, England, 3—5 July 1980. Proceedings. — London—New York, etc.: Academic Press, 441 p.
- BUSSON, G. 1974: Interprétation et synthèse des données de sondages de l'„Upper Ella Point“ (Dévonien moyen du Canada oriental): genèse des évaporites et rapport avec les carbonates. — *Geol. Surv. Canada, Pap.*, **74—1**, A, 291—295.
- BUSSON, G. (ed.) 1979: *Dépôts évaporitiques. Illustration et interprétation de quelques séquences*. — Paris: Édition Technip, 266 p.
- BUTLER, G. P. 1969: Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines. The Sebkhah, Trucial Coast, Arabian Gulf. — *J. Sed. Petrol.*, **39**, 70—89.
- BUTLER, G. P.—HARRIS, P. M.—KENDALL, G. J. ST. C. 1982: Recent evaporites from the Abu Dhabi coastal flats. — In: HANDFORD, C. R.—LOUCKS, R. G.—DAVIES, G. R. (eds): *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites*. — A Core Workshop. — SEPM Core Workshop No. 3. Calgary, Canada, June 26—27, 1982, 33—64.
- BUZZALINI, A. D. 1969: Evaporites and Petroleum: Introduction. — *Bull. AAPG*, **53**, 4, 775.
- CAROZZI, A. 1960: *Microscopic Sedimentary Petrography*. — New York—London: Wiley & Sons, 485 p.
- CLARIDGE, G. G. C.—CAMPBELL, I. B. 1968: Origin of nitrate deposits. — *Nature*, **217**, 428—430.
- CLARKE, F. W. 1924: The Data of Geochemistry. — *USGS Bull.*, **770**. — 841 p. (5. kiadás)
- CLAYPOOL, G. E. et al. 1980: The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfates and their mutual interpretation. — *Chemical Geology*, **28**, 199—261.
- CLAYTON, R. N.—JONES, B. F.—BERNER, R. A. 1968: Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 415—432.
- CODY, R. D.—CODY, A. M. 1988: Gypsum nucleation and crystal morphology in analog saline terrestrial environments. — *J. Sed. Petrol.*, **58**, 2, 247—255.
- CODY, R. D.—HULL, A. B. 1980: Experimental growth of primary anhydrite at low temperatures and water salinities. — *Geology*, **8**, 505—509.
- COLLINSON, J. D. 1978: Lakes. — In: READING, H. G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. — Oxford—London, etc.: Blackwell, 61—79.
- COWAN, P. E.—HARRIS, P. M. 1986: Porosity Distribution in San Andreas Formation (Permian), Cochran and Hockley Counties, Texas. — *AAPG Bull.*, **70**, 7, 888—897.
- CURTIS, R.—EVANS, G.—KINSMAN, D. J. J.—SHEARMAN, D. J. 1963: Association of dolomite and anhydrite in Recent sediments of the Persian Gulf. — *Nature*, **197**, 679—680.
- CSIRIK GY. 1983: *Mikrofácies vizsgálatok a Ny-Mecsek alsó triász korú Werfeni Formációjában*. — Szakdolgozat. — Budapest: ELTE Közélet—Geokémiai Tanszék.
- D'ANS, J. 1933: *Die Lösungsgleichgewichte der Systeme der Salze ozeanischer Salzablagerungen*. — Kali-Forschungsanstalt. — Berlin: Verlag Ges. f. Ackerbau, 254 p.
- D'ANS, J. 1947: Über die Bildungen der Kalilagerstätten. — *Naturwiss.*, **34**, 295—301.
- DEAN, W. E.—ANDERSON, R. Y. 1974: Trace and minor element variations in the Permian Castile Formation, Delaware Basin, Texas and New Mexico, revealed by more calibration. — *4th Int. Symp. on Salt, Cleveland, N. Ohio Geol. Soc.*, **1**, 275—284.
- DEBENEDETTI, A. 1982: The problem of the origin of the salt deposits in the Mediterranean and their relations to the other salt occur-

- rences in the Neogene formations of the contiguous regions. — *Marine Geology*, **49**, 91—114.
- DECIMA, A.—MCKENZIE, J. A.—SCHREIBER, B. C. 1988: The origin of „evaporative” limestones: an example from the Messinian of Sicily (Italy). — *J. Sed. Petrol.*, **58**, 2, 256—272.
- DEGOUTIN, M. 1922: Description d'un gisement de sel actuellement en formation et théories relatives aux gisements anciens de sel gemme et de sel de potasse. — *Annales des Mines*, **2**, 5—54, Paris.
- DELLWIG, L. F. 1955: Origin of the Saline salt of Michigan. — *J. Sed. Petrol.*, **25**, 83—110.
- DELLWIG, L. F.—EVANS, R. 1969: Depositional processes in Salina salt of Michigan, Ohio, and New York. — *Bull. AAPG*, **53**, 949—956.
- DIAZ, G. CH. 1984: Die Salare in Nordchile — Geologie, Struktur und Geochemie. — *Geotektonische Forschungen*, **67**, 1—2, 1—146.
- DIETZ, R. S.—WOODHOUSE, H. 1988: Mediterranean theory may be all wet. — *Geotimes*, **33**, 5, 4.
- DONNELLY, T. H.—JACKSON, M. J. 1988: Sedimentology and geochemistry of a mid-Proterozoic lacustrine unit from northern Australia. — *Sediment. Geol.*, **58**, 145—169.
- DRONKERT, H. 1985: Evaporite models and sedimentology of Messinian and Recent evaporites. — *Gua Paper of Geology, Series I*, No. 24—1985. — Utrecht, 283 p.
- DZENS-LITOVSKY, A. I. 1967: The problem of Kara-Bogaz-Gol. — *Lithol. Miner. Resourc.*, **1**, 70—76.
- ERICKSEN, G. P. 1961: Rhyolite tuff, a source of the salts of Northern Chile. — *Geol. Surv. Res., Short Pap. Geol. Hydrol. Sci., Art.* 147—292, Washington.
- ERICKSEN, G. E.—STOERTZ, G. E. 1978: Salar, solar structures. — In: FAIRBRIDGE, A. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 636—640.
- EUGSTER, H. P. 1967: Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya. Precursors of bedded chert. — *Science*, **157**, 1177—1180.
- EUGSTER, H. P. 1969: Inorganic bedded cherts from the Magadi Area, Kenya. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **22**, 1—31.
- EUGSTER, H. P.—HARDIE, L. A. 1978: Saline Lakes. — In: LERMAN, A. (ed.): *Lakes, Chemistry, Geology, Physics*. — Berlin, etc.: Springer, 237—294.
- EUGSTER, H. P.—KELTS, K. 1983: Lacustrine chemical sediments. — In: GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology*. — London—New York: Academic Press, 321—368.
- EUGSTER, H. P.—SMITH, G. I. 1965: Mineral equilibria in the Searles Lake evaporites, California. — *J. Petrol.*, **6**, 473—522.
- EVANS, G.—SHEARMAN, D. J. 1964: Recent celestite from sediments of the Trucial Coast of the Persian Gulf. — *Nature*, **202**, 285—286.
- FABIAN, H.-J.—GAERTNER, H.—MÜLLER, G. 1961: Zwei neue Funde von Danburit im Zechstein Nordwestdeutschlandes. — *Erdöl u. Kohle*, **14**, 597—599.
- FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (ed.) 1978: *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross.
- FISCHER, A. G. 1964: The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. In: MERRIAM, D. F. (ed.): *Symposium on Cyclic Sedimentation*. — *Bull. Geol. Surv. Kansas*, No. 169, 107—149.
- FRACASSO, M. A.—HOVORKA, S. D. 1986: Cyclicity in the Middle Permian San Andres Formation, Palo Duro Basin, Texas Panhandle. — *Bureau Econ. Geol. Rept. Investig.*, No. 156. — The Univ. Texas, Austin, 48 p.
- FREY, R. W.—BASAN, P. B. 1981: Taphonomy of Relict Holocene Salt Marsh Deposits, Cabretta Island, Georgia. — *Senckenbergiana marit.*, **13**, 111—155.
- FULDA, E. 1927: Der Assalsee in Somaliland und seine Bedeutung für die Erklärung der Entstehung mächtiger Salzlager. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **79**, 3/4, 1—70.
- FÜCHTBAUER, H. 1967: Influence of salinity on carbonate rocks in the Zechstein formation, Northwestern Germany. — *Salz-Symposium, 1967, Hannover*.
- FÜCHTBAUER, H. (ed.) 1988: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Stuttgart: Schweizerbart, 1141 p.
- FÜCHTBAUER, H.—HARDIE, L. A. 1976: Experimentally determined homogeneous distribution coefficients for precipitated magnesian calcites: application to marine carbonate cements. — *Geol. Soc. Amer. — Abstracts with Program*, 876—977.
- FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. 1970: *Sedimente und Sedimentgesteine*. — Stuttgart: Schweizerbart, 418—472.
- FÜLÖP, J. 1975: Tatai mezozoós alapegyésgrögök. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **16**, 1—225.
- GAERTNER, H. P. v. 1932: Petrographie und paläogeographische Stellung der Gipse von Südrand des Harzes. — *Jahrb. preuß. Geol. Landesamt, Berlin*, **53**, 655—694.
- GARNITZ, V. M.—SCHREIBER, B. CH. 1981: Displacive halite hop-pers from the Dead Sea: some implications for ancient evaporite deposits. — *J. Sed. Petrol.*, **51**, 3, 787—794.
- GARRELS, R. M. 1975: *Circulation of the carbon, oxygen and sulphur in geological time*. — Moskva: Nauka, 45 p.
- GARRELS, R. M.—MACKENZIE, F. T. 1971: *Evolution of Sedimentary Rocks*. — New York, N.Y.: Norton, 397 p.
- GARRISON, R. E.—SCHREIBER, B. CH.—BERNOUILLI, D.—FABRICIUS, F. H.—KIDD, R. E.—MELIERES, F. 1978: Sedimentary petrology and structures of Messinian evaporitic sediments in the Mediterranean Sea, leg 42 A, Deep Sea Drilling Project. — In: HSÜ, K. J.—MONTADERT, L. et al.: *Init. Rept. Deep Sea Drilling Project*, **42**, part I. — Washington: U. S. Government Print. Office, 571—612.
- GILBERT, G. K. 1890: Lake Bonneville. — *U. S. Geol. Surv., Monogr.* **1**, 438 p.
- GOUDIE, A. S. 1983: Surface efflorescences and nitrate beds. — In: GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology*. — London—New York: Academic Press, 187—196.
- GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds) 1983: *Chemical Sediments and Geomorphology*. — London—New York: Academic Press, 439 p.
- GRABAU, A. W. 1920: *Principles of Salt Deposition*. — New York: McGraw-Hill, 435 p.
- HANDFORD, C. R. 1981a: Coastal sabkha and salt pan deposition of the lower Clear Fork Formation (Permian) Texas. — *J. Sed. Petrol.*, **51**, 3, 761—778.
- HANDFORD, C. R. 1981b: A process—sedimentary framework for characterizing recent and ancient sabkhas. — *Sediment. Geol.*, **30**, 255—265.
- HANDFORD, C. R.—LOUCKS, R. G.—DAVIES, G. R. (eds) 1982: *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites — A Core Workshop*. — SEPM Core Workshop, **3**, 395 p.
- HARDIE, L. A. 1968: The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley, Inyo County, California. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 1279—1301.
- HARDIE, L. A.—EUGSTER, H. P. 1970: The evolution of closed-basin brines. — *Spec. Paper Min. Soc. Amer.*, **3**, 273—290.
- HARDIE, L. A.—EUGSTER, H. P. 1971: The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow, clastic accumulation. — *Sedimentology*, **16**, 187—220.
- HARDIE, L. A.—SMOOT, J. P.—EUGSTER, H. P. 1978: Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. — In: MATTER, A.—TUCKER, M. E. (eds): *Modern and Ancient Lake Sediments*. — Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **2**, 7—42. — Oxford—London: Blackwell.
- HATCH, J. R. 1972: *Phase relationships in part of the system sodium carbonate—calcium carbonate—carbon dioxide—water at one atmosphere pressure*. (Ph. D. thesis.) Univ. Illinois, Urbana, Ill., 85 p.

- HAY, R. L. 1966: Zeolites and zeolite reactions in sedimentary rocks. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, No. 85.
- HÁMOR G. 1985: A nógrád—cserháti kutatási terület földtani viszonyai. — *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **22**, 1—216.
- HÁMOR, G. 1983: *Quantitative Methods of Palaeogeographical Reconstruction*. — Special Papers. — Hungarian Geological Institute, **2**, 41 p.
- HÁMOR T. 1987: *Jelentés a Szirák-2. sz. fúrás földtani eredményeiről*. I—V. — Kézirat, MÁFI Adattára.
- HEM, J. D. (ed.) 1985: Study and Interpretations of the Chemical Characteristics of Natural Water. (3rd ed.) — *US. Geol. Surv. Department Inter. — Water Supply Paper*, **2254**.
- HILLAIRE-MARCELL, L.—CASANOVA, J. 1987: Isotopic hydrology and paleohydrology of the Magadi (Kenya)—Natron (Tanzania) Basin during the Late Quaternary. — *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **58**, 155—181.
- HOWIE, R. D. 1988: Upper Paleozoic Evaporites of Southeastern Canada. — *Geol. Surv. Canada, Bull.*, **380**, 120 p.
- HSÜ, K. J.—CITA, M. B.—RYAN, W. B. F. 1973: Origin of the Mediterranean evaporites. — In: HSÜ, K. J. et al. (eds): *Initial Rept. Deep Sea Drill. Project*. — US. Govern. Printing Office, Washington, D. C., **13**, 1203—1232.
- HSÜ, K. J.—MONTADERT, L.—BERNOUILLI, D.—CITA, M. B.—ERICKSON, A.—GARRISON, R. E.—KIDD, R. B.—MELIERES, F.—MULLER, C.—WRIGHT, R. 1978: History of the Mediterranean Salinity Crisis. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. — US Governm. Printing Office, Washington, DC., **42B**, 1053—1078.
- HSÜ, K. J.—SIEGENTHALER, C. 1969: Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. — *Sedimentology*, **12**, 11—25.
- HUTCHINSON, R. W.—ENGELS, G. G. 1970: Tectonic significance of regional geology and evaporite lithofacies in NE Ethiopia. — *Phil. Trans. R. Soc.*, **276A**, 313—319.
- JACKSON, G. D.—CUMMING, L. M. 1981: Evaporites and folding in the Neohelicon Society Cliffs Formation Northeastern Bylot Island, Arctic Canada. — *Geol. Surv. Canada, Comm. Géol. Canada, Paper*, **81-1C**.
- JASKÓ, S. 1976: Changes in Intensity of Salt and Coal Formation in the Neogene. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **20**, 3—4, továbbá 161—177.
- JASKÓ, S. 1979: Distribution of Miocene evaporites in the Tetyhs and Paratethys. — *Ann. Géol. Pays hellén.* (h. s.), **2**, 559—564.
- JAUZEIN, A.—HUBERT, P. 1984: Les bassins oscillants: un mobile de genèse des series salines. — *Sci. Géol.*, **37**, 3, 267—281, Strasbourg.
- JÁMBOR Á. 1976: Üledékes kéntelep a Zsámbéki-medence szarmata sorozatából. — *MÁFI Évi Jel.*, **1974**, 301—306.
- JÁMBOR Á. 1978: A magyarországi neogén tengerek vizének sótartalom-változásai. — *MÁFI Évi Jel.*, **1976**, 261—265.
- JÄNECKE, E. 1923: *Die Entstehung der Deutschen Kalisalzlager*. (2. Aufl.) — Braunschweig: Fr. Vieweg, 111 p.
- JONES, B. F. 1961: Zoning of saline minerals at deep springs, California. — *USGS Prof. Paper*, **424B**, 199—202.
- JONES, B. F. 1965: The hydrology and mineralogy of deep springs lake, Inyo County, California. — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, **502-A**, 56 p.
- JONES, B. F.—EUGSTER, H. P.—RETTIG, S. L. 1977: Hydrochemistry of the Lake Magadi Basin, Kenya. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 53—72.
- JONES, B. F.—RETTIG, S. L.—EUGSTER, A. P. 1967: Silica in alkaline brines. — *Science*, **158**, 1310.
- JONES, B. G.—CHENHALL, B. E.—WRIGHT, A. J.—PEMBERTON, J. W.—CAMPBELL, C. 1987: Silurian Evaporite Strata from New South Wales, Australia. — *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **59**, 215—225.
- KATZ, A.—KOLODNY, Y.—NISSENBAUM, A. 1977: The geochemical evolution of the Pleistocene Lake Lisan—Dead Sea System. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 1609—1626.
- KELLER, R. 1961: *Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes*. — Berlin, 520 p.
- KEMP, P. H. 1986: Calciumcarbonat- und Gipsneubildungen in kapillar-porösen Medien unter simulierten Sebka-ähnlichen Bedingungen in der Klimakammer. — *Berliner Geowiss. Abhandl., Reihe A*, **80**, 118 + 29 p.
- KENDALL, CH. G. S.—SKIPWITH, P. A. D'E. 1969: Holocene shallow-water carbonate and evaporite sediments of Khor al Bazam, Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf. — *AAPG Bull.*, **53**, 4, 841—869.
- KING, R. H. 1947: Sedimentation in Permian Castile Sea. — *AAPG Bull.*, **31**, 470—471.
- Kinsman, D. J. J. 1964: The Recent carbonate sediments near Halat el Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf. — In: *Developments in Sedimentology*, **1**. — Amsterdam: Elsevier, 185—192.
- KINSMAN, D. J. J. 1966: Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. — In: RAU, J. L. (ed.): *Second Symposium on Salt, North Ohio Geol. Soc., Cleveland (Ohio)*, **1**, 302—326.
- KINSMAN, D. J. J. 1969: Modes of formation, sedimentary association and diaporitic features of shallow-water and supratidal evaporites. — *AAPG Bull.*, **53**, 830—840.
- KINSMAN, D. J. J. 1974: EVaporite deposits of continental margins. — In: COOGAN, A. H. (ed.): *Fourth Symposium on Salt*, **2**. — Cleveland, North Ohio Geol. Soc., 255—259.
- KINSMAN, D. J. J. 1978: Persian Gulf sedimentology. — In: FAIRBRIDGE, R. W.—BOURGOIS, J. (eds): *The Encyclopedia of Sedimentology*. — Stroudsburg, Penns.: Dowden, Hutchinson & Ross, 562—565.
- KOCH S.—SZTRÓKAY K. 1967: *Ásványtan*. **2**. — Budapest: Tankönyvkiadó, 413—936.
- KOLASA, K.—ŚLĄCZKA, A. 1985: Sedimentary salt megabreccias exposed in the Wieliczka mine, Fore-Carpathian Depression. — *Acta Polonica*, **35**, 3—4, 221—230.
- KOZARY, M. T.—DUNLOP, J. C.—HUMPHREY, W. E. 1968: Incidence of saline deposits in geological time. — *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **88**, 45—57.
- KRAUSKOPF, K. B. 1979: *Introduction to Geochemistry*. (2. kiadás.) — New York: McGraw-Hill.
- KÜHN, R. 1957: Führung durch das Kaliwerk Neuholz-Ellers, obere Sohle, nebst einigen Beiträgen zur Petrographie des Werra—Fulda Kalireviers. — *Fortschr. Miner.*, **35**, 60—81.
- KÜHN, R. 1968: Geochemistry of the German potash deposits. — In: MATTOX, R. B. (ed.): *Saline Deposits*. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **88**, 427—504.
- LANGBEIN, R. 1964: Petrographische Strukturen von Anhydrit-Faziestypen. — *Geologie*, **13**, 46—59.
- LANGBEIN, R. 1968: Zur Petrologie des Anhydrits. — *Chemie der Erde*, **27**, 1—38.
- LANGBEIN, R. 1983: Über diagenetisch entstandene Gefüge in Gips- und Anhydritgesteinen. — *Zeitschr. geol. Wiss.*, Berlin, **11**, 12, 1453—1469.
- LANGBEIN, R.—PETER, H.—SCHWAHN, H.-J. 1982: *Karbonat- und Sulfatgesteine*. — *Kalkstein—Dolomit—Magnesit—Anhydrit*. — Leipzig: VEB Deutsch. Verlag f. Grundstoffindustrie, 325 p.
- LEEDER, M. R. 1982: *Sedimentology. Process and Product*. — London: Allen & Unwin, 30—31, 217—228, 253—256, 303—305.
- LERMAN, A. 1967: Model of chemical evolution of a chloride lake. — The Dead Sea. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 2309—2330.
- LERMAN, A. (ed.) 1978: *Lakes*. — *Chemistry, Geology, Physics*. — New York—Heidelberg, etc.: Springer, 363 p.
- LIVINGSTONE, D. A. 1963: Chemical composition of rivers and lakes. — *US Geol. Surv. Prof. Papers*, **440-G**, 64 p.

- LOTZE, F. 1957: *Steinsalz und Kalisalze. I. Teil.* (2. Aufl.) — Berlin: Borntraeger, 465 p.
- LOWELL, I. D.—GUZIK, C. L. 1972: Sea spreading and structural evolution of Southern Red Sea. — *AAPG Bull.*, **56**, 2, 112—126.
- MAGLIONE, G. 1970: La magadiite, silicate sodique de néoformation des faciès évaporitique du Kanem. — *Bull. Serv. Carte Géol. Als.—Lorr.*, **23**, 3—4, 177—189.
- MAGLIONE, G. 1974: Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continentale confiné. — *Thèse Univ. Paris VI*, 331 p.
- MAJOROS GY. 1980: A permi üledékképződés problémái a Dunántúli-középhegységben. Egy ösföldrajzi modell és néhány következtetés. — *Földt. Közl.*, **110**, 3—4, 323—341.
- MAJOROS, GY. 1983: Lithostratigraphy of the Permian Formations of the Transdanubian Central Mountains. — *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.*, **26**, 1—2, 7—20.
- MATTER, A.—TUCKER, M. E. (eds) 1978: *Modern and Ancient Lake Sediments.* — Oxford—London: Blackwell, 290 p.
- MEIER, R. 1975: Zu einigen Sedimentgefügen der Werra-Sulfate am Osthang der Eichsfeld-Schwelle. — *Zeitschr. Geol. Wiss.*, **3**, 1333—1347.
- MEIER, R. 1981: Aspekte der phanerozoischen Evaporitverteilung und Folgerungen für den global-paläotektonischen Rahmen des mitteleuropäischen Zechsteinbeckens. — *Zeitschr. Geol. Wissensch.*, **9**, 11.
- MEINZNER, D. E. 1942: *Physics of the Earth. IX. Hydrology.* — London: McGraw-Hill, 712 p.
- MEISSNER, R. 1976: Diagenetische Deformationen des Sedimentgefüges im Werra-Anhydrit (Zechstein I). — Vortrag: *Tagung Geol. Wiss. DDR in Erfurt.*
- MÉSZÁROS M. 1961: A perkupai gipsz-anhidrit előfordulás földtani viszonyai. — *MÁFI Évk.*, **49**, 4, 939—949.
- MILLIMAN, J. D. 1974: *Marine Carbonates.* — Berlin, etc.: Springer, 375 p.
- MUELLER, G. 1960: The theory of formation of Chilean nitrate deposits through „capillary concentration”. — *XXI. Internat. Geol. Congr., Kopenhagen*, **1**, 76—86.
- MÜLLER, G. 1962: Zur Geochemie des Strontiums in ozeanen Evaporiten unter besonderer Berücksichtigung der sedimentären Coelestinlagerstätte von Hemmelte-West (Süd-Oldenburg). — *Geologie*, **11**, Beiheft **35**, 1—90.
- MÜLLER, G. 1970: Salzgesteine. — In: FÜCHTBAUER, H.—MÜLLER, G. (eds): *Sedimente und Sedimentgesteine.* — Stuttgart: Schweizerbart, 418—472.
- MÜLLER, G.—PUCHELT, H. 1961: Die Bildung von Cölestin (SrSO<sub>4</sub>) aus Meerwasser. — *Naturwiss.*, **48**, 301—302.
- MÜLLER, W. H.—SCHMID, S. M.—BRIGEL, U. 1981: Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain sizes: rheology and microfabrics. — *Tectonophysics*, **78**, 527—544.
- NEEV, D. 1963: Recent precipitation of calcium salts in the Dead Sea. — *Res. Counc. Israel. Bull.*, **11G**, 153—154.
- NEEV, D.—EMERY, K. O. 1967: The Dead Sea: Depositional process and environments of evaporites. — *Bull. Israel Geol. Survey*, **41**.
- NESBITT, H. W. 1974: *The study of some mineral-aqueous solution interaction.* — Ph. D. thesis. — Baltimore, Johns Hopkins Univ., 173 p.
- NIGGLI, P. 1952: *Gesteine und Minerallagerstätten. II. Exogene Gesteine und Minerallagerstätten.* — Basel: Birkhäuser, 557 p.
- NURMI, R. D.—FRIEDMAN, G. M. 1977: Sedimentology and depositional environments of basin-center evaporites, Lower Saline Group (U. Sil.), Michigan Basin. — *AAPG Spec. Publ.*, **5**, 23—52.
- OCHSENIUS, C. 1877: *Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze.* — Halle: Pfeffer, 172 p.
- OGNIBEN, L. 1954: La „Regola di Motturi” di orientazione del gesso. — *Periodica Mineral.* (Roma), **23**, 53—74.
- OGNIBEN, L. 1955: Inverse graded bedding in primary gypsum of chemical deposition. — *J. Sed. Petrol.*, **25**, 273—281.
- OGNIBEN, L. 1957a: Petrographia della Serie Solifera Siciliana e considerazioni geologiche relative. — *Carta Geol. Ital., Mem. Descr.*, **33**, 275 p.
- OGNIBEN, L. 1957b: Secondary gypsum of the Sulphur Series, Sicily, and the so-called integration. — *J. Sed. Petrol.*, **27**, 64—79.
- O'NEIL, J. R.—HAY, R. L. 1973: <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O ratios in cherts associated with the saline lake deposits of East Africa. — *Earth Planet Sci. Lett.*, **19**, 257—266.
- ORTI-CABO, F.—SHEARMAN, D. J. 1977: Estructuras y fabricas deposicionales en las evaporitas del Mioceno superior (Messiniense) de San Miguel de Salines (Alicante, España). — *Instit. Investig. Geol. Diputac. Provincial Barcelona*, **32**, 5—54.
- PALMER, S. E.—ZUMBERGE, J. E. 1981: Organic geochemistry of Upper Miocene evaporite deposits in the Sicilian basin, Sicily. — In: BROOKS, J. (ed.): *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration.* — London, etc.: Acad. Press, 393—426.
- PANTOT, G.—ANZENDE, J. H.—LE PICHON, X. 1970: Continuous deep sea salt layer along North Atlantic margins related to early phase of rifting. — *Nature*, **227**, 351—354.
- PELIKÁN P. 1986: *A Nagyvisnyó Nv-21. sz. fúrás elsődleges földtani dokumentációja.* — Budapest: Magyar Állami Földtani Intézet (Kézirat).
- PETERSON, M. N. A.—VON DER BORCH, C. C. 1965: Chert: Modern inorganic deposition in carbonate-precipitating locality. — *Science*, **149**, 1501—1503.
- PETERSON, M. N. A.—VON DER BORCH, C. C.—BIEN, G. S. 1966: Growth of dolomite crystals. — *Amer. J. Sci.*, **264**, 257—272.
- PERTHUISOT, J. P. 1980: Sites et processus de la formation d'évaporite dans la nature actuelle. — *Bull. Centr. Recherch. Explor.-Product. Elf-Aquitaine*, **4**, 1, 207—233.
- PETTHOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks.* (3rd ed.) New York, etc.: Harper & Row, 434—442.
- PIERRE, C.—ORTLIEB, L. 1980—1981: Sédimentation et diagenèse dans trois lagunes évaporitiques de Basse Californie (Mexique). — *Sciences de la Terre*, **24**, 2 (1980—81), 130—156.
- PLATT, L. B. 1962: The Rann of Cutch. — *J. Sed. Petrol.*, **32**, 92—98.
- PORADA, H.—BEHR, H. J. 1988: Setting and sedimentary facies of late Proterozoic alkali lake (playa) deposits in southern Damara Belt of Namibia. — *Sediment. Geol.*, **58**, 171—194.
- POSNJAK, E. 1940: Deposition of calcium sulfate from sea water. — *Amer. J. Sci.*, **238**, 559—568.
- PRESLEY, M. W. 1987: Evolution of Permian Evaporite Basin in Texas Panhandle. — *AAPG Bull.*, **71**, 2, 167—190.
- PRESLEY, M. W.—MCGILLIS, K. A. 1982: Coastal Evaporite and Tidal Flat Sediments of the Upper Clear Fork and Glorieta Formations, Texas Panhandle. — *Bureau Econ. Geol. Univ. Texas, Austin.* — *Rept. Investig.*, **115**, 1—50.
- RAUP, O. B. 1970: Brine mixing: an additional mechanism for formation of basin evaporites. — *AAPG Bull.*, **54**, 2246—2259.
- RAVASZ, CS.—SOLTI, G. 1982: Sulphur-, gypsum- and alginite-bearing strata in the Zsámbék basin. — *Acta Min.-Petr., Szeged*, **24**, 2, 191—207.
- RICHTER-BERNBURG, G. 1953: Die paläogeographischen Voraussetzungen für die Bildung der nordeutschen Salzlager. — *Jahrb. Geogr.-Ges. Hannover*, 166—182.
- RICHTER-BERNBURG, G. 1955: Über saline Sedimentation. — *Zeitschr. Deutsch Geol. Ges.*, **105**, 843—854.
- RICHTER-BERNBURG, G. 1956: Die Korrelierung isochroner Warven in Anhydrit des Zechstein 2. (Zweiter Beitrag) — *Geol. Jahrb.*, **75**, 629—639.
- RICHTER-BERNBURG, G. 1960: Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven-Korrelationen im Zechstein. — *Geol. Rundschau*, **49**, 132—148.
- RICHTER-BERNBURG, G. (ed.) 1972: *Geology of Saline Deposits.* — Proceed. Hannover Symposium 15—21 May, 1968. — *Earth Science* **7**, Paris: UNESCO, 316 p.

- RICHTER-BERNBURG, G. 1985: Zechstein-Anhydrite. Fazies und Genese. — *Geol. Jahrb. Reihe A*, **85**, Hannover.
- ROCHE, M. A. 1973: *Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad*. — Thèse Univ. Paris, VI, 385 p.
- ROUCHY, J.-M. 1982: La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. — *Mém. Muséum. Nat. d'Hist. Naturelle, Nouv. Sér.* (Sér. C: Sci. de la Terre), Paris: Édit. du Muséum, **50**, 1—267.
- RÖNNLUND, P.—KOYI, H. 1988: Fry spacing of deformed and undeformed modeled and natural salt domes. — *Geology*, **16**, 465—468.
- RÖSLER, H. J. 1984: *Lehrbuch der Mineralogie*. — Leipzig, 833 p.
- RUCHIN, L. B. 1958: *Grundzüge der Lithologie. Lehre von Sedimentgesteinen*. — Berlin: Akademie Verlag, 806 p.
- RUST, B. R. 1981: Sedimentation in an arid-zone anastomizing fluvial system: Cooper's Creek, Central Australia. — *J. Sed. Petrol.*, **51**, 3, 745—756.
- SCHMALZ, R. F. 1969: Deep-water evaporite deposition: a genetic model. — *AAPG Bull.*, **53**, 798—823.
- SCHMALZ, R. F. 1970: Environment of marine evaporite deposition. — *Miner. Ind.*, **35**, 1—7.
- SCHREIBER, B. CH. 1978: Environments of subaqueous gypsum deposition. — In: DEAN, W. E.—SCHREIBER, B. CH. (eds): *Marine Evaporites*. — *SEPM Short Course Notes*, No. 4, Oklahoma City, 43—73.
- SCHREIBER, B. CH.—HSÜ, K. J. 1980: Evaporites. — In: HOBSON, G. D. (ed.): *Developments in Petroleum Geology-2*. — London: Applied Science Publishers, 87—138.
- SCHREIBER, B. CH. et al. 1976: Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. — *Sedimentology*, **23**, 729—760.
- SCHREIBER, B. CH.—ROTH, M. S.—HELMAN, M. L. 1982: Recognition of primary facies characteristics of evaporites and the differentiation of these formes from diagenetic overprints. — In: HANFORD, C. R.—LOUCKS, R. G.—DAVIES, G. R. (eds): *Depositional and Diagenetic Spectra of Evaporites — A Core Workshop*. — *SEPM Core Workshop*, No. 3, Calgary, Canada, July 26—27, 1982, 1—32.
- SCHWARZBACH, M. 1974: Geologische Bedeutung der Seen. — In: BRINKMANN, R. et al. (eds): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. I.* (2. Aufl.) — Stuttgart: Enke, 185—216.
- SCRUTON, P. C. 1953: Deposition of evaporites. — *AAPG Bull.*, **37**, 2498—2512.
- SEDLITSKY, V. I.—BAIKOV, A. A.—BOIKO, N. I. 1984: Structure and formation of evaporite formations. — *Proc. 27th Internat. Geol. Congr.*, **4** (Sedimentology), 147—159. — Moskva: VNU Sci. Press.
- SEIBOLD, E. 1974: Das Meer. — In: BRINKMANN, R. et al. (eds): *Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. I.* (2. Aufl.) — Stuttgart: Enke, 350—352.
- SHEARMAN, D. J. 1963: Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from coastal flats of the Arabian shore of the Persian Gulf. — *Proc. Geol. Soc. London*, **1607**, 63—65.
- SHEARMAN, D. J. 1971: Marine Evaporites: the Calcium Sulphate Facies. — *AAPG Seminar*. Univers. Calgary, Canada, 65 p.
- SHEARMAN, D. J. 1978: Evaporites of coastal sabkhas. — In: DEAN, W. E.—SCHREIBER, B. CH. (eds): *Marine Evaporites*. — *SEPM Short Course Notes*, **4**, Oklahoma City, 6—42.
- SHEARMAN, D. J. 1979: Les faciès évaporitiques de sebkha. — In: BUSSON, G. (ed.): *Dépôts évaporitiques. Illustration et interprétation de quelques séquences*. — Paris: Éd. Technip, 19—22; 96—109.
- SHEARMAN, D. J.—ORTI-CABO, F. 1978: Upper Miocene gypsum: San Miguel de Salinas, SE Spain. — In: CATALANO, R. et al. (eds): *Messinian Evaporites in the Mediterranean*. — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **16**, 327—340.
- SLOSS, L. L. 1969: Evaporite deposition from layered solutions. — *AAPG Bull.*, **53**, 776—789.
- STEWART, F. H. 1963: Marine Evaporites: Data of Geochemistry. — *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **440-Y**, 52 p.
- STEWART, F. H. 1965: The mineralogy of the British Permian evaporites. — *Miner. Mag.*, **34**, 460—470.
- STÖCKLIN, J. 1968: Salt deposits of the Middle East. — In: MATTOX, R. B. (ed.): *Saline Deposits*. — *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, **88**, 157—181.
- STRAKHOW, N. M. 1963: *Types of Lithogenesis and its Evolution in the History of Earth*. — Moscow: Gosgeoltechisdat Publ. Co., 535 p.
- STRAKHOW, N. M. 1967: *Principles of Lithogenesis. 1*. — Edinburgh—London: Oliver et Boyd Ltd, 245 p.
- STRAKHOW, N. M. 1970: *Principles of Lithogenesis. 3*. — New York: Plenum Publ. Co., 577 p.
- STRAUB J. 1941: Az ivóvíz fluor- és jódtartalma kapcsolatban az endémikus golyvával. — *Népegészségügy*.
- STRAUB J. 1950: Az erdélyi gyógyvizek (ásványvizek) kémiai összetétele, különös tekintettel a ritkább alkotórészekre. — *MÁFI Évk.*, **39**, 1, 1—71.
- SUAREZ, M.—BELL, C. M. 1987: Upper Triassic to Lower Cretaceous continental and coastal saline lake evaporites in the Atacama region of northern Chile. — *Geol. Mag.*, **124**, 5, 467—475.
- SUN TA-PENG 1974: The origin of Recent potash deposits in a certain salt lake, China. — *Geochimica* (Peking, China), **4**, 230—248.
- SURDAM, R. C.—EUGSTER, H. P. 1976: Mineral reactions in the sedimentary deposits of the Lake Magadi Region, Kenya. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **87**, 1739—1752.
- SURDAM, R. C.—SHEPPARD, R. A. 1978: Zeolites in saline alkaline-lake deposits. — In: SAND, L. B.—MUMPTON, F. A. (eds): *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Use*. 145—174. — Oxford—New York: Pergamon Press, 546 p.
- SWIHART, G. H.—MOORE, P. B.—CALLIS, E. L. 1986: Boron isotopic composition of marine and nonmarine evaporite borates. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1297—1301.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955: *Geokémia*. — Budapest: Akadémiai Kiadó, 680 p.
- SZTRAHOV, N. M. 1962: *Osznovü teorii litogeneza*, **3**. — Moskva: Izd. AN SzSzsZR, 539 p.
- UDDEN, J. A. 1924: *Laminated anhydrite in Texas*. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **35**, 347—357.
- VALYASHKO, M. G. 1972: Playa lakes — a necessary stage in the development of salt-bearing basin. — In: RICHTER-BERNBURG, G. (ed.): *Geology of Saline Deposits*. — Paris: UNESCO, 41—51.
- VAN'T HOFF, J. H. 1912: *Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanen Salzablagerungen*. — Leipzig: Akad. Verlag. Ges., 374 p.
- WAGNER, G. 1926: Das deutsche Salz. — *Aus der Heimat*, **39**, 9, 137—156.
- WALTHER, J. 1903: Die Entstehung von Salz und Gips durch topographische und klimatische Ursachen. — *Centralbl. f. Mineralogie, etc.*, **1903**, 211—217.
- WALTHER, J. 1912: *Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vergangenheit*. — Chemische Sedimente. (2. Aufl.) — Leipzig, 239—251.
- WARREN, J. K. 1983: Tepees, modern (Southern Australia) and ancient (Permian—Texas and New Mexico) — a comparison. — *Sediment. Geol.*, **34**, 1—19.
- WARREN, J. K. 1986: Shallow water evaporitic environments and their source rock potential. — *J. Sed. Petrol.*, **56**, 3, 442—453.
- WATSON, A. 1979: Gypsum crusts in deserts. — *J. Arid Environments*, **2**, 3—20.

- WATSON, A. 1983: Gypsum crusts. — Evaporite sedimentation in non-marine environments. — In: GOUDIE, A. S.—PYE, K. (eds): *Chemical Sediments and Geomorphology*. — London—New York: Academic Press, 133—186.
- WEDEPOHL, K. H. 1966: Die Geochemie der Gewässer. — *Naturwiss.*, **53**, 352—357.
- WELLS, A. J. 1962: Recent dolomite in the Persian Gulf. — *Nature* (London), **194**, 274—275.
- WELLS, A. J.—ILLING, L. V. 1963: Present-day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf. — In: VAN STRAATEN, L. M. J. U. (ed.): *Developments in Sedimentology*, **1**. — Amsterdam: Elsevier, 429—435.
- WETZEL, W. 1961: Die Hypothese der kapillaren Konzentration und die geologischen Realitäten der chilenischen Nitrat-Lagerstätten. — *Chemie d. Erde*, **21**, 203—209.
- WILSON, J. L. 1984: Relationships between evaporite deposits and petroleum. — *Proceedings 27th Internat. Geol. Congr.*, **4** (Sedimentology), 127—146. — Moscow: VNU Sci. Press.
- WOLF, M. 1968: Die chilenischen Salzpeterlagerstätten. — Bemerkungen zu ihrer Genese. — *Bergakademie*, **20**, 459—463.
- ZHARKOV, M. A. 1984: Evolution of halogenic sedimentation through geological history. — *Proc. 27th Internat. Geol. Congr.*, **4** (Sedimentology), 161—174. — Moskva: VNU Sci. Press.
- ZSARKOV, M. A.—JANSIN, A. L. 1980: Evolucija szulfatonakoplenija v geologicseszkoj isztori. — In: *Morskaja geologija, szedimentologija, oszadocsnaja petrografija i geologija okeana*, **50**, 96—103.



# TÁRGYMUTATÓ

- abrázios kavics és breccsa 84, 95, 99, 100  
Abu Dhabi 314, 315  
adhéziós fodrok 29, 42  
adhéziós kötés 200  
adszorpcióképesség 210  
Adzsi darja 310—312  
agyagkavics 96, 187, 200  
agyagpala 17, 140, 209, 222  
akadály körüli kimosásnyom 45  
akasztobiolit 72  
akkréziós fodrok 42  
akkréziós lapilli 238, 249  
akvatolízis 204  
alabástrom 300, 308, 309  
alapanyag 72, 73, 77, 81, 82, 85, 99, 102, 103, 105  
alapanyagvázú 53, 87  
alapkonglomerátum (-breccsa) 36, 87, 95  
aleur(ol)it 15, 19, 37, 71, 74, 75, 120, 133, 158, 181—184, 193, 195, 197, 204, 206, 213, 218—220, 253, 259, 300, 304, 325, 333  
„alföldi lösz” 173  
alginit 333  
alizarin vörös S 260  
allit 71, 182, 210  
allopikus mészkő 55, 65, 259, 264, 281  
allokémek, allokémikus 258, 261, 264, 269  
alloklaszt 232, 233  
allotigén 102, 192  
alluviális lösz 173  
alsó áramlási rendszer 23, 27, 30  
ammonitico rosso 271  
analcimolit 325  
antidüne 28—31, 133, 237, 242  
anyalúg 294, 310  
aragonit 78, 79, 120, 121, 123, 125, 184, 190, 195, 203, 213, 252, 255, 256, 258—260, 269, 273, 274, 276, 290, 292, 309, 314, 315, 320—322, 326  
arenit 74, 102, 104, 119, 128, 132, 136, 138, 181, 184  
argillit 71—74, 181, 184, 185, 195—197, 200, 201, 211, 218  
arkóza 76, 77, 81, 103, 109, 122—126, 129, 131  
Assal-tó 311, 322  
autigén 80, 102, 121, 181, 183, 190, 192, 274, 300  
autigén breccsa 52, 269, 337  
autoklaszt(os breccsa) 84, 85, 232  
álkonkréciók 49  
áramlási  
barázdakitöltés 43, 242, 259, 340  
deformációk 43  
félhold 45, 46  
fodrok 13, 22—27, 29—33, 49, 62, 63, 133—135, 183  
jegy (nyom) 14, 43  
lineáció 28  
árapályáramlási gát 31  
árapálycsatorna 31  
ártéri lösz 174  
ártufa 233, 239—241, 248  
ásásnyom 259  
áteresztőképesség 202  
átlós ferderétegenség 93  
BAGNOLD 32, 33, 116, 172  
barkán 135, 320  
barlangi gyöngy 264, 270, 284  
barnaföld 176  
bauxit 71, 83, 182, 194, 298  
bauxitos agyag 245  
bazaltsalak 230  
beachrock 267, 268, 339  
belső  
életnyomok 37  
hullám 32  
üledék 258, 267, 287  
bentonit 190, 195, 197, 199, 201, 210, 218, 220, 246  
berthierin 193—195, 214  
beszakadási breccsa 145  
biancone 273  
biogén építmények 37  
bioglifa 39, 184, 197, 259  
bioherma, biohermit 37, 261  
bioklaszt(it) 264, 266—268, 270  
biosztróma, biosztromit 37, 261  
biotit 109, 112, 116, 121, 125—127, 184, 187, 190, 191, 209, 212, 215, 246  
bioturbáció 36, 183, 184, 200, 213, 258  
black pebbles 290  
bolusz 245  
Bonneville-tó 321  
BOUMA-sorozat 34, 54, 183, 307  
boundstone 263  
böge 28, 29  
breccsa 71, 82, 84, 85  
BROWN-f. mozgás 74  
CAILLEUX 110, 129  
calcare calcifero 309  
caliche 273, 274, 299, 327  
cement(áció) 72, 73, 75—80, 85, 88, 98, 99, 103, 112, 118—129, 131, 132, 136, 148, 253, 255, 258, 260, 268, 269, 301, 315  
cementit 301

- cementsztratigráfia 125  
 ciklus 93, 99, 130, 136, 137, 142, 269  
 cone-incone szerkezet 200  
 cölesztin 297, 298, 300, 303, 309, 316  
 Csád-tó 321, 325  
 csillagdűne 135  
 csillám 103—106, 112, 118, 120, 121, 123, 131, 162, 163, 173, 174,  
 183—185, 187, 190, 195, 198, 201, 205, 207, 215  
 „csirkebé”-szerkezet 309, 315, 316  
 csörgedezési nyom 42
- DAUBRÉE** 110  
 deformit 301  
 dekrepitáció 106  
 delta 50, 143, 321  
 deluviális lösz 173  
 derítőföld 246  
 deszkvamáció 17  
 diagenetikus stabilitás 118  
 diamiktit 86  
 diatomit 71  
 diffúziómentes öv 24  
 dímbes-dombos keresztrétegeesség 26  
 diszmikrit 261, 264, 272  
 dolarenit 104, 255, 266, 277  
 dolomárga 182, 214, 219, 254, 280, 287  
 dolorudit 255, 266, 277  
 dőfényom 46, 47  
 dörzsbreccsa 56  
 draa 33, 152  
 durvamészko 267  
 duzzadási képesség 203  
 dűne 22, 23, 26—30, 33, 41, 42, 104, 122, 133—135, 320
- elválási lineáció 30, 31, 41  
 emelkedő fodorsorozat 25, 27, 33, 61, 64, 307  
 enhidrit 59  
 enkrinit 267  
 enterolitikus redők 302, 307, 309, 315, 329  
 eolianit 264, 314—316  
 epibentosz, epifauna 14, 15  
 epiklaszt 233, 234, 241  
 epimátrix 132  
 epitaxiális cement 119, 124, 132, 304  
 eróziós csatorna 43, 45  
 esőcsepp-nyom 14, 39—41  
 evaporit 72, 145, 195, 294, 296, 297, 317, 318  
 exotikus breccsa 82, 85, 97  
 extraklaszt 97, 266—269, 271  
 éleskavics 89, 94  
 érettség 81, 128, 129  
 érkitöltés 59
- fagyrepedés 40  
 fakoid 97, 98  
 falójárat 37, 39  
 fanglomerátum 83—85, 88, 90—92, 264  
 fedőlap 293  
**FEIGL-f.** oldat 260  
 fekális pellet 112, 187, 191, 192, 201, 203, 272, 307, 321  
 „fekete homok” 103  
 fekete pala 140, 144, 145, 205, 217, 218  
 fekvőlap 14, 25, 39, 43, 48, 259  
 felső áramlási rendszer 23, 28, 30, 41  
 feneztra 259, 266  
 ferdelemez(esség) 20, 25, 27, 32—34, 134, 135, 183
- fillarenit 131  
 fillomorf zóna 121  
 filloszilikátok 187  
 flázeres rétegeesség 33—35, 134, 183, 300, 303  
 flis 33, 38, 42—44, 50, 53—55, 97, 132, 301, 307, 340  
 flokkuláció 187, 207  
 fluidizáció 36  
 fluviális kavics 93  
 fluvioglaciális 91, 92  
 fluviolakusztris 94  
 fluviomarin 93  
 fluxoturbidit 34, 35, 53—55  
 fodorgerinc, fodortaraj 23, 25, 35  
 fodorindex 23, 32, 33  
 fodormagasság 23, 33  
 folyási határ 199—201  
 folyásos tárgynyom 47  
 fonatos komosási nyom 44  
 fonatos zátony 30, 87  
 forma-konkordancia 24  
 főrásmészko 259, 265, 273  
 forró felhő (ground surge) 241  
 foszfát(os) 132, 140, 191—194, 196, 200, 272, 299  
 foszforit 71, 144, 191, 192, 256  
 fosszilis talajréteg 167—169  
 földfolyás 52  
 freatikus diagenezis 121  
 freatikus kitörés 236  
 futóhomok 33, 73, 95, 103, 104, 118, 120, 135, 136, 138, 151, 171,  
 175—177
- gázbuboréknyom 41, 42  
 geopetális szerkezet 42  
**GILBERT-delta** 133  
 gipszhomok 301, 307  
 gipszkéreg 304, 319  
 gipszkonglomerátum 307  
 glaciális breccsa 85  
 glaciolakusztris 91  
 glaciomarin 91, 92  
 glaukonitos homokkő 132, 138  
**GMR-index** 264  
 gördülésnyom 46, 47  
 grainstone 263, 264, 266, 267, 269  
 grauvakke 13, 55, 76, 77, 81, 103, 104, 122, 123, 126, 131, 132, 182  
 gravitit 81  
 Green River Formáció 213  
 Grenzbitemenzone 190, 217  
 gumók 58, 59, 190, 191, 194, 259, 300—303, 307, 309, 315, 316, 320  
 gyökértalaj 211  
 gyöngykavics 95
- habláva 231, 233, 239, 241  
**HAGERMAN** 110  
 halmirolízis 204, 207, 208  
 harántirányú kimosásnyom 44  
**HARDING-f.** szabály 318  
 Haselgebirge 302  
 hemipelagit 81  
 hialoklasztit 243  
 hideg felhő (base surge) 242  
 hidraulikus szuszpenzió 203  
 hieroglifa 39  
**HJULSTRÖM—SUNDBORG-f.** diagram 21, 22  
 Holt-tenger 290, 303, 321—323  
 holzmadeni pala 217

- homoaxiális szegély 119, 120, 125  
 homogenizációs hőmérséklet 126  
 homokhullám, homokfodor 26, 27, 35, 48, 49  
 homokkötélér és -teleptélér 49, 50  
 homokos lösz 174, 175, 177, 178  
 homokpoligon 50  
 homokszalagok 30  
 homokvulkán 50  
 homokzátony 22, 26, 27, 81, 134  
 hordalékszőnyeg 35  
 horzsakő(hullás) 34, 231, 232, 235, 236, 240—243  
 hosszanti barázdák és gerincek 44, 45  
 hosszanti dűne 135  
 hosszúkás akadálynyom 45  
 hullámbázis 32, 95, 264  
 hullámfodor 31—33, 35, 62, 134, 135, 167, 259, 267, 314
- idioblasztos sor 308  
 ignimbrit 231, 232, 239—241  
 igniszpunit 239, 240  
 illit 119—121, 125, 127, 162, 163, 181, 183—188, 190, 191, 193, 195, 198, 201, 203, 205—218, 246, 256, 275, 321  
 imbrikáció 36  
 inbentosz 15  
 infauna 14, 36  
 infravörös spektroszkópia 185  
 infúziós lösz 173—176, 178  
 inkongruens reakció 119, 120  
 intraformációs breccsa 53, 55, 65, 82, 83, 85, 88, 96, 97, 338  
 intraklaszt 97, 183, 264, 266, 268, 269, 271, 277, 314, 320  
 intraklasztos mészkő 268, 269, 271  
 inverz gradáció 34  
 inverzió 255, 258, 260, 276  
 ionadszorpció 197, 198, 210  
 ioncserélő képesség 185, 197, 198, 203, 210, 213, 214, 248  
 irracionális ikrek 107  
 iszap 74  
 iszapár 90  
 iszapdombok (mud mounds) 271, 272  
 iszapfolyás 34, 53, 86, 87, 242, 243  
 iszapkavicsos konglomerátum 40, 96  
 iszapvázú (üledék) 263  
 iszapvulkán 50  
 itakolumit 132  
 izokémikus 258, 329  
 izzófelhő (nuée ardente) 33, 231, 240, 241  
 íves ferderétegség 93
- járatkitöltés 36  
 jégék 40, 64  
 jégkristályok 41
- kalcedon 78, 105, 120, 132, 246, 307  
 kalcilutit 254, 265, 272  
 kalcirudit 37, 55, 254, 255, 265, 267, 281  
 kalkaurit 255, 272  
 kalkarenit 37, 55, 104, 125, 132, 254, 265, 267, 268, 272, 282, 283  
 kalklitit 125, 131, 132  
 kallóföld 246  
 kaolin(osodás) 126, 127, 197, 209, 210, 218  
 kaolinit 103, 111, 112, 120, 121, 125—127, 149—151, 163, 181, 185—191, 193, 196, 198, 199, 203, 205, 207—213, 215—218, 245, 246, 256, 300, 321  
 kapillaris húzófeszültség 39  
 karcólási nyom 46  
 karsztbreccsa 56, 85, 273
- Kaszpi-tó 290, 310, 322  
 katódlumineszcencia 120, 121, 126, 136, 260  
 kausztobiolit 72  
 kavicsfolyás 53, 55  
 kátrányhomok 72  
 keménysők 293, 294, 303, 333  
 kemoszorpció 198  
 kenyérbomba 228  
 keresztlemez(esség) 38  
 keresztretégség 20, 33, 61, 264, 267, 269, 301, 306, 307, 316, 317, 338  
 kevir 320  
 képlékenység(i határ) 199—201, 203  
 Khor-al-Bazam 314  
 kígyószerkezet 302  
 Kilauea 230, 232  
 kimosási  
   barázdák 43, 48, 264  
   diszkordancia 93  
   felület 33, 264  
 kimosásnyomok 35, 43, 259, 264  
 kiszáradási breccsa 96  
 kitörési energia 236  
 klaszt 73, 272  
 klorit 103, 105, 106, 108, 109, 112, 116, 121—123, 125—127, 143, 163, 183—185, 187—191, 195, 196, 205, 208, 209, 211—216, 218, 245, 246, 327, 332  
 koaguláció 34, 200, 203  
 kohézió 199  
 kokvina 37, 267  
 komagmás 232  
 kompaktió 57  
 kompaktit 301  
 konglomerátum 71, 82, 83, 85—87, 89, 95, 96, 100, 140, 142, 146, 181, 234  
 kongruens oldódás 119  
 konkrétio 57, 58, 190, 259, 273, 274, 277  
 konturit 52, 135  
 konvolúció 14, 48, 50, 51, 56, 259  
 koprolit 14, 192, 193, 264  
 „kordillera” 43  
 kor szerinti stabilitás 118  
 kovaarenit 131  
 kovakéreg 195, 320  
 kovapala 71  
 kovárvány 136  
 kozmikus por 158  
 könnyűásvány 112, 116, 135, 162, 167, 253  
 kötőanyag 73, 78, 82, 102, 103, 122, 182  
 követszerkezet 38  
 közberétegzett agyagásványok 188, 190, 191  
 kőbél 197  
 köfolyás, kőlavina 53, 55  
 kőolaj 72, 325  
 kőszén 72, 326  
 köszénmocsár 120  
 közetliszt 20, 33, 74, 75, 103, 127, 148, 160, 167, 172—174, 177, 178, 181, 192, 197, 200, 201, 212, 213, 215, 216, 253, 270, 272, 303  
 Krakatoa 236  
 krétaközet 264, 272, 273, 339  
 krinoidit 330  
 kristálylapilli 232  
 kristálytufa 232, 233, 240  
 krisztobalit 108, 120, 195, 210, 245, 273  
 krisztalloklaszt 322  
 kűszásnyom 39

- KÜBLER-index 206, 218  
kürtöbreccsa 229, 230, 235, 244  
kvarcarenit 76, 103, 104, 123, 131, 142  
kvarchomokkő 77, 126, 131, 132  
kvarcit 77, 120  
kvarcolit 246  
kvarcvakke 77, 131
- lahar 34, 241—243  
lajtamészke 267  
lakócső 39  
laminit 18—20, 35, 36, 183, 213, 266, 301  
lapilli 228—233, 235, 243  
lapos-kavicsos konglomerátum 96  
laterit 83, 127, 182, 194, 206, 210, 245  
lavinatufa-ár 241  
lángszerkezet 48, 242  
legelésnyom 39  
legyezőszerű nyom 48  
lejtöbreccsa, lejtőtörmelék 84, 85, 90—92  
lejtőlősz 197  
lemezesség 16, 20, 32, 35, 36, 173, 183, 222, 300, 301, 303, 306, 312, 332  
lencsés rétegesség 33, 35, 183  
liliomszerkezet 45, 48  
liotróp sorrend 198  
litarenit 76, 77, 81, 103, 104, 123, 131  
litográf mészke 259  
litoklaszt 232, 264, 268, 271  
Lofer-ciklus 259  
Lop-nór 321  
lőszbaba 58, 158  
lőszdolina 158, 159  
„lőszizap” 173, 177  
lőszit 168  
lőszös homok 175, 177  
lősztundra 169  
lumasella 38  
lutit 74
- maar 241  
madárszem szerkezet 266, 286, 337  
magadiit 325, 326  
Magadi-tó 213, 323, 325, 326  
maradványbreccsa, -törmelék 85, 88, 90, 91  
maradványkavics 87—89  
mállási breccsa 88  
márga 15, 17, 18, 60, 71, 75, 182, 185, 195, 196, 200, 202, 203, 213  
—215, 220, 221, 253, 254, 257, 267, 272, 301, 330  
másodlagos áramlás 25  
másodlagos porozitás 121, 122, 124, 125  
mátrix 73, 75, 82, 87, 97, 98, 102—105, 112, 118, 120, 123—125, 128,  
131, 132, 136, 142, 269, 271  
mechanoglifa 39, 43, 184  
mederüledék 133, 146  
Medve-tó 302, 323  
MEIGEN-reakció 260  
melanzs 53, 54, 56, 85, 97, 98  
mélytengeri „vörösbagyag” 194, 195, 207, 215  
mészkegég 140, 145, 195, 265, 273, 274  
mészkebreccsa, -konglomerátum 269  
Mg-kalcit 79, 121, 255—258, 260, 267, 270, 274, 276, 322, 326  
MIHÁLTZ—UNGÁR-f. módszer 110, 111  
mikrokristályos-bioklasztos mészke 265, 270  
mikrokristályos-kőzettörmelék mészke 265, 271  
mikrokristályos-peloidos mészke 265, 271  
milliméterfodrok 42  
mínusz-cement 126  
Mo 73  
mocsárlősz 173  
molassz 184, 192  
monokristály 105—107, 129, 132  
monomikt 76, 77, 81, 82, 84, 95, 102, 104, 111  
monomineralikus 136, 182, 232, 293  
montmorillonit 103, 121—124, 127, 163, 184, 185, 187—191, 193  
—196, 199, 203, 207, 210—213, 215—217, 245, 246, 274, 321  
Mont Pelée 238  
MOTTURA-szabály 305  
módosult szemcefolyás 54  
mudstone 263, 265, 272, 278  
muszkovit 105, 109, 119, 126, 127, 187, 188, 190, 199, 205, 215
- Na-metaszomatózis 132  
Natron-tó 325  
nedves-térszíni lősz 174  
nehézasványok 104, 112—119, 123, 133—139, 144, 162, 163, 167,  
183, 190, 253  
nektoplankton 37  
nuée ardente 231, 241  
nyelv alakú zátony 30  
nyirok 176  
nyomási oldódás 57
- obszidián 237  
OCHSENIUS 310, 311, 316  
olajpala 72, 213  
oldalzátony 31  
oldódási diagenézis 329  
oligomikt 76, 77, 81, 82, 87, 95, 98, 102, 104, 338  
olisztolit 53, 268, 301  
olisztonappa 52, 55, 97  
olisztolpala 52, 55  
olisztoszínagma 53—55  
olisztosztróma 52—55, 97, 301  
olisztotrimma 52, 54, 55  
omisszió 15  
onkoidos mészke (onkolit) 259, 264, 267, 270, 284, 285  
ooidos mészke (oolit) 259, 264, 265, 269, 283, 284  
ooidos szövet 201, 277, 312  
opál 78, 105, 120, 132, 195, 213, 215, 245, 246, 274, 292, 323, 324,  
326  
orbitális átmérő és sebesség 32  
organoszediment struktúra 14  
ortokémikus 261, 264  
ortokonglomerátum 81—83, 86  
ortokvarcit 103, 108, 109, 126, 129, 130  
oszcillációs fodor 31, 32, 306, 307, 317  
oszcillációs homokhullám 34, 35  
osztályozott rétegesség 34  
örvényfodrok 32  
örvénylabda 55  
összetett hullámos rétegesség 35  
övező 31, 50, 87, 133
- packstone 263—266, 268, 270, 282, 283, 287  
palagonit 194, 207, 230, 231, 245  
palás agyag 205  
parakonglomerátum 81—83, 86, 87, 94  
Paricutin 232  
parti gátak 133  
párnaszerű kimosásnyomok 45  
Pelé haja, könnye 230

- pellet 192—194, 201, 230, 264, 266, 276, 286, 303, 315, 316  
 peloid 269—272, 274, 277  
 Peoria-lösz 162—163  
 periglaciális területek 212  
 perlit 240, 245  
 permeabilitás 124, 125, 202, 258  
 perzisztencia-sorrend 118  
 PETTJOHN-f. érettségi mutató 129  
 pélit 35, 74, 181, 190, 191, 195, 203, 205, 206, 211, 213, 218  
 piroklastikus ár 232, 240, 241, 243  
 piroklastit 72  
 pizoidos mészkő (pizolit) 259, 265, 270  
 pizoidos szövet 201, 274  
 plasztiklaszt 268  
 playa 40, 145, 308, 320, 324, 325, 329  
 poligonális talaj 171  
 polikristály 105—109, 129, 132  
 polimikt 76, 77, 81, 82, 84, 85, 87, 95, 98, 99, 102  
 poliminerális 136, 211, 293  
 porcelanit 231  
 porcelánföld 231  
 porozitás 119—121, 124—127, 137, 158, 162, 178, 184, 202, 203, 258, 259, 267  
 portufa 231, 234  
 pottyanókő 18  
 póruskitöltő cement 119, 121, 126, 128, 131  
 pórusoldat, pórusvíz 75, 121, 124, 125, 173, 198, 217, 236, 255, 294, 320  
 pórus(térfogat) 73, 123, 315  
 pórusvíznyomás 124  
 proluviális lösz 173  
 protodolomit 294, 315, 322, 324  
 pszammit 74, 75, 102, 109, 111, 112, 118  
 pszeudofulgurit 58  
 pszeudomátrix 131, 132  
 pszeudomorfóza 39, 57, 119, 121, 197, 278, 303, 309, 315, 329  
 pszeudoplankton 38  
 pszéfit 74, 76, 82, 83, 87, 88, 90  
  
 radiolarit 71  
 rauhvakke 98, 99, 309  
 reflux 311  
 regolit 143  
 retikulit 230  
 REYNOLDS-szám 29  
 reziduális agyag 70, 181  
 reziduális pélit 182, 195, 209  
 réteggöz, rétegrés 15, 16  
 réteglemez 14, 16—19, 26, 36, 136, 183  
 rétegvulkán 228  
 réti mészkő 274  
 rézpala 217  
 rézsütös zátony 30  
 rézsűszög 90  
 RICHTER—BERNBURG 312, 313  
 RICHTHOFEN 116, 172, 173  
 ritmus, ritmit 20, 35, 38, 39, 94, 213, 217, 259, 307, 318, 338  
 roskadási breccsa 302  
 Roxana-szilt 163  
 rudit 74, 84, 87, 91, 95, 97, 306  
  
 salakbreccsa 235  
 salar 320, 327, 328  
 Salton-tó 322  
 sárfolyás 90  
 SCHMALZ-f. modell 313, 314, 318, 330  
  
 scoria 270  
 seepage 311  
 seprési nyom 46  
 sík lemezesség 23, 27, 28, 30, 32  
 silt (szilt) 73, 74  
 sott 320  
 só-adszorpció 198  
 sódiapír 302, 303, 333, 341  
 sódolina 320  
 sódóm 302, 333  
 sókarszt 302  
 sósbreccsa 97  
 surrantó 28, 29  
 suvadás 52, 53, 83, 85, 87, 243  
 súrlódási nyom 35  
 szalagos agyag 19  
 száradási breccsa 85  
 száradási repedés 39—41, 50, 167, 200, 259, 264, 266, 307, 314, 318, 320  
 szebkha 40, 41, 58, 276, 294, 301, 303, 307, 308, 310, 314—316, 318, 320, 330, 332, 333  
 szebkha-ciklus 309, 316  
 szeladonit 192, 207, 214  
 szelektív adszorpció 198  
 szelenit 300, 304—306, 315, 316  
 szembedőlő lemezesség 29  
 szemcse 73, 76, 81—83, 90, 99, 102, 109, 123, 129, 130, 132, 134, 136, 191, 268  
 szemcsefolyás 53—55  
 szemcseirányítottság 13, 202  
 szemcsevázú 53, 86, 87, 263  
 szenes agyag 211  
 szeptária 57, 59, 200  
 szericit 109, 111, 120, 127, 190, 205, 245  
 szélfodor 33  
 szénagyagkő 209  
 szénpala 70, 218  
 szideromelán 245  
 sziallit 71  
 sziliciklasztos self 137  
 zinerézis 39—41, 58, 59, 200, 318  
 zinszedimentációs tektonika 50, 57  
 szintaxiális szegély 119, 138, 275  
 szmektit 120, 121, 125, 142, 162, 181, 187, 188, 190, 191, 197, 203, 205, 207, 208, 211—214, 216, 218, 246  
 szolvátburok 197  
 szökellésnyom 35, 46, 47  
 sztilolit(osodás) 57, 120, 126, 258, 259, 265, 268—270, 277, 316, 330  
 sztomataktisz 258, 259, 272  
 sztromatolit 14, 37, 261, 266, 267, 277, 281, 303, 318  
 szubarkóza 76, 104, 123  
 szubgrauvakke 103, 104, 109, 129  
 szublitarenit 76, 104, 123  
  
 tafocönózis 37  
 talpjegyek 35, 39  
 tapadóképeség 198  
 tavikréta 213  
 TAYLOR-f. tört 126  
 táblás ferderétegeség 25, 134  
 tányérszerkezet 43, 46, 133  
 tefra 104, 229, 234, 235, 237—239  
 tektonikus breccsa 56, 98  
 települési időtörvény 16  
 telérbreccsa 56  
 telítési határ 199, 200

temesztit 18, 38, 95, 271  
 terhelési zsebek (zsákok) 14, 48, 49, 242, 259  
 termális diagenézis 329  
 termolumineszcenciás kor 169  
 terra fusca 210  
 terra rossa 127, 128, 194, 206, 210  
 till(it) 14, 36, 81, 87, 91, 92, 163, 212  
 típusos lösz 14, 158—162, 167—169, 172—174, 177  
 titánsárga 260  
 tixotrópia 199, 246  
 tollas vonzsolási nyomok 47  
 torlat(homok) 103, 112, 133, 134, 140, 144, 299  
 torlódási nyom 47  
 tömegfolyás 87  
 tömörödés (tömöttség) 13, 204, 245  
 törmelékes gipsz 307  
 törmelékfolyás (-zagy) 33, 53, 91, 97  
 törmelékkúp 87, 90, 93  
 trakcionit 81  
 travertinó 256, 320  
 tridimit 108  
 tufa 71, 229, 230, 231, 233, 237, 238, 240—246, 248  
 tufaár 233  
 tufagyűrű 241  
 tufit 234, 243, 244  
 turbidit 19, 29, 34—36, 39, 43, 44, 50, 52, 55, 81, 87, 99, 135, 183, 184  
 tűzkő 17, 60, 71, 104, 256, 326  
  
 üledékcsúszás, -csuszamlás 52—54, 85—87, 183, 259  
 üledékes telér 56  
 üledékes vető 14, 49  
 üledékfolyás 52, 83  
 üledékhiány 15  
 üledékránc 42, 64  
 üledékszünet 18  
 ütközési nyom 46  
 üvegtelenedés 245  
  
 vadflis 35, 54, 85, 97  
 varv(it) 19, 212, 300, 304, 313, 316  
 varvkronometria 19  
 vasborsó 212  
 vaterit 252, 255, 258, 276  
  
 vályogzóna 169  
 vályús ferderétegenség 25, 26  
 vándorkő 91  
 vermikulit 187, 188, 190, 191, 198, 212, 216  
 vetőbreccsa 56, 98  
 vetőtükör 56  
 viharhullám 26  
 viharüledék 38, 95, 271, 301  
 visszaáramlási fodor 27  
 visszafolyási öv 24  
 visszapattanási nyom 46, 47  
 vitrinitreflexió 205, 275  
 vitroklaszt 231  
 vivianit 194  
 vízalatti dűne, fodor 33  
 vonzsolási nyomok 46, 47  
 vonzsolási szőnyeg 54  
 vonzó áram 183  
 vonzolt redő 56  
 völgyi lösz 173  
 vulkánoklaszt(it) 72, 97, 234, 241, 243  
 vulkanomikt 104, 120, 131  
 vulkáni  
     agglomerátum 64, 71, 229, 230, 234  
     bomba 228—230, 235, 237, 243  
     breccsa 71, 83, 229, 234  
     por 228—230, 232, 235, 237, 238, 243  
     tömb 228—230, 235  
     törmelékár 34  
     tufa 64, 71, 120, 229, 230, 233, 244  
     üveg 127, 231  
 wackestone 263, 265, 266, 270, 278, 282, 283  
 witherit 252, 255  
  
 zagyár(am) 29, 33—36, 39, 43, 52, 55, 83, 84, 87, 90, 93, 97, 132, 135, 204, 242, 243, 318  
 zátonybreccsa 85  
 zeolitok 120, 123, 125, 126, 142, 194, 205, 207, 208, 210, 213, 218, 245, 246, 248, 256, 324, 326, 341  
 zörgőkő 274  
 ZTR-index 129  
 zsendelyesség 36, 87, 96  
 zsugorodási határ (képesség) 199, 203

# SZEDMÉNTOLOGIA

II. KÖTET

1991

[The main body of the page contains extremely faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the paper.]

A kiadásért felelős az Akadémiai Kiadó és Nyomda Vállalat igazgatója  
A nyomdai munkálatokat az Akadémiai Kiadó és Nyomda Vállalat végezte  
Felelős vezető: Zöld Ferenc  
Budapest, 1991  
Táskaszám: 19833

Felelős szerkesztő: Polyánszky Piroska  
Műszaki szerkesztő: Nyárádi Tamásné  
A fedéltervet készítette: Székely Edith  
Megjelent 44,5 (A/5) iv terjedelemben





# SZEDIMENTOLÓGIA

SZERKESZTETTE

II. KÖTET

BALOGH KÁLMÁN

A szedimentológia a földtannak az üledékes kőzetekkel keletkezési környezetük és képződési folyamataik megállapítása céljából foglalkozó, s a mai technikai lehetőségek közt dinamikusan fejlődő ága. Az üledékes kőzetek jelentősége igen nagy. Bázisai a mező- és erdőgazdaságnak, az állattenyésztésnek, a vízgazdálkodásnak, a magas- és mélyépítésnek. Összleteik az energiahordozók, a víz és számos értékes ásványi nyersanyag telepeit tartalmazzák. Rétegzettségük és ősmaradvány-tartalmuk folytán minden más kőzetnél alkalmasabbak a viszonylagos földtani kor és az öskörnyezeti viszonyok, valamint a hegységszerkezeti formák kialakulási rendjének megállapítására.

Ez a gazdagon illusztrált, fejezetenként irodalomjegyzékkel ellátott, első magyar nyelvű szedimentológia-könyv az üledéktan hazai színvonalának a nemzetközi színhez való felzárkózását óhajtja elősegíteni azáltal, hogy a geológusképzés és továbbképzés, továbbá a földtan elméleti és gyakorlati kutatói számára korszerű tárgyi és szemléleti alapul szolgáljon. Megbízható genetikai tájékoztatást nyújt azonban a geográfusok, bányamérnökök, középiskolai tanárok és az ásványi nyersanyagokkal foglalkozó más szakemberek számára is.

A mű *első kötete* rövid tudománytörténeti összefoglalás után az üledékek képződési módját tekinti át a mállás, szállítás, lerakódás és közettéválás folyamatsorában. Részletesen foglalkozik az áramló fluidumok és az üledékszemcsék kölcsönhatásával, a gravitációs tömegmozgásokkal, a vízfolyások, a szél, a jég, s az állóvizek üledéktani szerepével, a diagenézisnek a kőzetek porozitását is módosító folyamataival, végül a törmelékes, illetve a karbonátos üledékek szövetének ismertetésével zárul.

A *második és harmadik kötetben* az üledékes kőzetek szerkezetének ismertetését azok osztályozása és kőzetcsaládonkénti jellemzése, s a szénhidrogén-képződés folyamatának tárgyalása követi. A harmadik kötet az üledékképződés ritmicitásával és a fácieselemzéssel kapcsolatos ismeretek összefoglalásával ér véget.











Ara: 1040.— Ft



1828

507855

SZERKESZTETTE

BALOGH KÁLMÁN

# SZEKELYKERESZTÉNY PÁLINKA