

# MŰSZERTANI KÖZLEMÉNYEK

**LABORATÓRIUMI ELEMZÉSI  
EREDMÉNYEK FELHASZNÁLÁSA  
AZ ÜLEDÉKFÖLDTANI  
KIÉRTÉKELÉSBEN**

Lektor:  
**DR. BÉRCZI ISTVÁN**

Írta:  
**TÓTHNÉ MAKK ÁGNES**

Technikai szerkesztő:  
**HORVÁTHNÉ OLLÁRY GABRIELLA**

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet  
Felelős kiadó: DR. HÁMOR GÉZA igazgató  
Készült a Magyar Állami Földtani Intézet nyomdájában,  
IBM Composer szedőgépen, rotaprint sokszorosítással  
Felelős vezető: Dékány Albert  
Ívterjedelem: 6,3 A/5. Példányszám: 500. Engedélyszám: 49631/85.  
**ISSN 0324 4571**  
**ISBN 963 671 054 6**

## ELŐSZÓ

Ebben a füzetben az üledékföldtani problémák megoldásában segítséget nyújtó, *laboratóriumi vizsgálatokkal összefüggő módszereket* ismertetjük. A szedimentológiai módszerek köre ennél lényegesen szélesebb.

Napjainkra az üledékföldtan (szedimentológia) önálló tudományággá vált. Ma már nem pusztá óhaj az üledékes kőzet anyagából – fauna hiányában – a leülepedési környezetet rekonstruálni. Az üledékes környezetanalízis alapját geológiai és elemző földtani vizsgálatok képezik (rétegzettségi típusok-, elsődleges üledékes szerkezetek vizsgálata, ósáramlási viszonyok meghatározása, a fáciesek egymásra következésének lehetséges módjai (=Walther-féle fáciestörvény), vertikális szelvények átlagszemcsenagysági változásainak vizsgálata (=felfelé durvuló ill. felfelé finomodó rétegsorok) stb.

A következő oldalakon a laboratóriumi vizsgálati eredmények értelmezési lehetőségeivel foglalkozunk, de ez egyáltalán nem azt jelenti, hogy a laboratóriumi vizsgálatok és az ezekből levonható következtetések önállósulhatnak. A laboratóriumi vizsgálatok során kvalitatív és kvantitatív adatokat nyerünk, melyeket az elemzett anyag jellemzése mellett igen-nem kérdések eldöntéséhez használhatunk fel. Nem várható tehát, hogy komplex geológiai problémát egy vizsgálatfajta rutinalkalmazásával jól megoldhassunk. A laboratóriumban nyert adatok akkor illeszkednek jól bele a feldolgozás menetébe, ha egyrészt ismerjük a laboratóriumi módszereket, azok hibáit és érvényességi körét, másrészt jól választottuk ki a vizsgálati fajtákat és a kívánt célnak megfelelő számú elemzést terveztünk. Jelen összeállításban a laboratórium oldaláról, de a felhasználó szempontjából próbáljuk meg az üledékföldtanban jelenleg alkalmazott módszereket ismertetni.



## 1. A SZEMCSENAGYSÁGELOSZLÁSI VIZSGÁLATOK KIÉRTÉKELÉSE ÉS ÉRTELMEZÉSI MÓDJAI

### 1.1. BEVEZETÉS

Az üledékföldtani gyakorlatban általánosan elterjedt és régóta alkalmazott vizsgálati mód az üledékek szemcse nagyságeloszlásának meghatározása, melynek célja az egzakt kőzetmegnevezés, az üledékanyag kvantitatív jellemzése és a leülepedés körülményeinek tisztázása.

#### Kőzetmegnevezés

Az üledékes kőzeteket ásványos összetételük, szöveti összetételük, vagy eredetük szerint osztályozzuk és kőzetnévvel látjuk el. Jelenleg többféle osztályozási rendszer van használatban külföldön és itthon egyaránt. A szélesebb körben ismert kőzetnevezésközi besorolásokat és háromszögdiagramokat mutatja be az 1–2. melléklet.

#### Az üledékanyag kvantitatív jellemzése

Az üledékanyag kvantitatív jellemzésére a kőzetrétegtani korrelációban, litofációs-térképek, szelvények szerkesztésénél és a különböző kőzetfélések objektív összehasonlításánál van szükség. A jelenlegi módszerekkel végzett szemcse nagyságeloszlási rutin-(rosta, szita, üleptő-) vizsgálatok – rugalmasan alkalmazva – többnyire kielégítik az erről a területről származó igényeket. A vizsgálandó minták számát ilyenkor a kérdéses képződmény (csoport) üledékanyagának térbeli változékonysága és az elérni kívánt ismeretességi fok határozza meg.

#### A leülepedés körülményeinek tisztázása

A szedimentológus általában olyan üledékes képződmények keletkezési körülményeinek tisztázására törekszik, amelyek faunát nem tartalmaznak. Ebben a munkájában nyújt segítséget a szemcse nagyságelemzés is, mert az üledék szemcse nagyságeloszlásából következtetni lehet:

1. a *leülepítő hatóra* (pl.: szél, turbidit-áram, folyóvíz);
2. a *leülepítő folyamatra* (kiülepedés szuszpenzióból, vonszoló fenékáramlásokból stb.) és
3. a *leülepedési környezetre* (tengerpart, sekélytenger, ártér, dűne stb.).

Már e század első évtizedeiben felvetődött az a kérdés, hogy lehet-e a leülepedési körülményekre, környezetre *egyedül* az üledék szemcse nagyságeloszlásából, egyéb geológiai bizonyítékok segítségével nélkül, egyértelmű következtetést levonni. Ezzel a kutatási iránnyal – különösen az Egyesült Államokban – azóta is sokan foglalkoznak, a kialakult módszerek használhatóságáról a vita még napjainkban is folyik.

A szemcse nagyságeloszlást értelmező eljárások közül a legismertebbek BÉRCZI I. 1971. és MOLNÁR B. 1981. munkái révén a magyar földtani szakirodalomba is bekerültek, úgyhogy ebben a fejezetben elsősorban az eddig részletesen még nem ismertett módszerekről és kritikai értékelésükről lesz szó.

Az ismertetés logikai menete a következő: először a szemcse nagyságeloszlási adatok ábrázolását (1.2. pont), majd a szemcse nagyságelemzési eredmények értékelési lehetőségeit (1.3. pont) tekintjük át. A szemcse nagyságeloszlás értékelhető paraméterek segítségével (1.3.1. pont; Folk–Ward-féle módszer, Friedman-féle diagramok, Passega-módszer) és a szemcse nagyságeloszlási görbe teljes alakjának vizsgálatával (1.3.2. pont; Visher és Sindowski módszerei). A módszerek leírását kritikai értékelésük követi (1.3.1.4., ill. 1.3.2. pont) majd végül rövid összefoglalás (1.4. pont) zárja.

## 1.2. A SZEMCSE NAGYSÁG ELOSZLÁSI VIZSGÁLATOK SORÁN NYERT ADATOK ÉS AZOK ÁBRÁZOLÁSI MÓDJAI

A szemcse nagyságeloszlási alapadatok a minta – választott szemcse nagysági skálán\* kijelölt – szemcse nagysági osztályokba eső szemcséinek a minta egész súlyához viszonyított súlyszázalékos mennyiségei. (A vékonycsiszolatos szemcse nagyságkímérésnél is, általában táblázatok segítségével, a szítalással összevethető súlyszázalékos adatokra számolják át a méréseket.)

Az alapadatok megjelenítésének módjai:

### Táblázat

elemei: szemcse nagysági osztályok

szemcse nagysági osztályokhoz tartozó súlyszázalékos értékek.

A táblázat az adatok megjelenítésének legegyszerűbb módja, csak dokumentáció céljára használható.

### Hisztogram

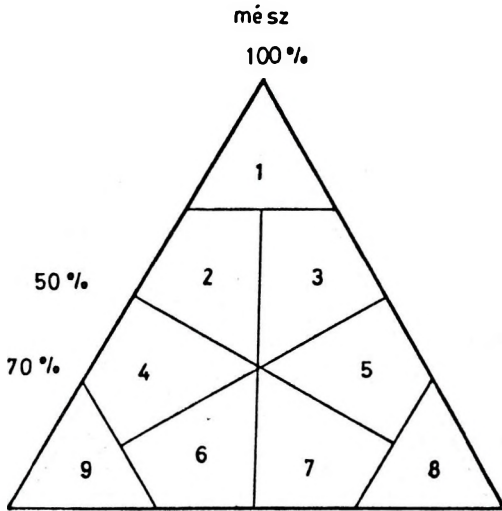
elemei: szemcse nagysági osztályok x tengelyen ábrázolva

szemcse nagysági osztályokhoz tartozó súlyszázalékok az y tengelyen aritmetikus skálán területtartóan ábrázolva.

A hisztogram a szemcse nagyságelemzési eredmények ábrázolásának legkorrektebb módja; lényegében a legtöbb szemcse nagyságelemzés (rostálás, szítálás, pipettás elemzés stb.) semmi más, mint ezt az eredményt szolgáltatja. Hátránya, hogy a *hisztogram alakja*

\*A különböző szemcse nagysági skála-típusokat részletesen BÉRCZI I. 1971. 60–63. old. ismerteti.

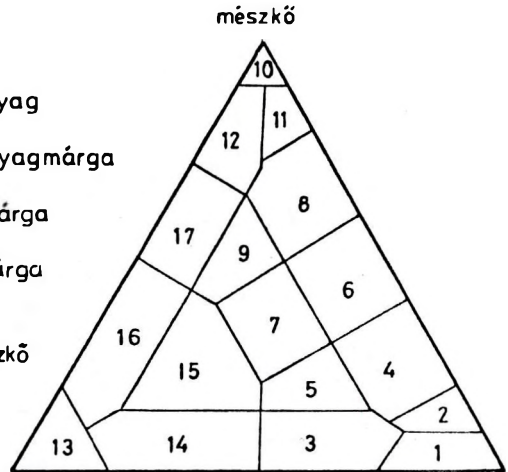




1. mészkő
2. agyagos mészkő
3. homokos mészkő
4. meszes argillit
5. meszes homokkő
6. homokos argillit
7. agyagos homokkő
8. homokkő
9. argillit

argillit 100%                      homokkő 100%

1. agyag
2. meszes agyag
3. homokos (kőzetlisztes) agyag
4. agyagmárga
5. homokos (kőzetlisztes) agyagmárga
6. márga
7. homokos (kőzetlisztes) márga
8. mészmárga
9. homokos (kőzetlisztes) márga
10. mészkő
11. agyagos mészkő
12. homokos, kőzetlisztes mészkő
13. homokkő, aleurit
14. agyagos homokkő, aleurit
15. márgás homokkő, aleurit
16. meszes homokkő, aleurit
17. erősen meszes homokkő, aleurit



homokkő                      agyag

aleurit

2. melléklet. Kevert törmelékes—meszes üledékek összetétel és szemcsenagyság szerinti osztályozása háromszögdiaagramok segítségével SELLEY R. C. 1976 (fent) és BÁRDOSSY GY. (lent) szerint

*függ* a választott osztályhatároktól és az osztályokon belüli bontás mértékétől (pl. 1  $\varphi$ -s\*, 1/2  $\varphi$ -s vagy 1/4  $\varphi$ -s belső osztás).

#### Gyakorisági poligon – gyakorisági görbe

elemeit már az előző pontban ismertettük.

A *gyakorisági poligon* egyenes szakaszokból álló diagram, melyet úgy szerkesztünk, hogy a szemcsenyagysági osztályok *középpontjához* rendeljük az illető szemcsenyagysági osztályhoz tartozó gyakorisági súlyszázalék értéket, majd ezeket egyenes szakaszokkal összekötjük.

A *gyakorisági görbe* elméletileg a hisztogramból származtatható úgy, hogy a szemcsenyagysági osztályok számát a végtelenig növelnénk. Gyakorlatilag a hisztogram alapján szerkesztjük úgy, hogy a görbe alatti terület megegyezzen a hisztogram téglalapjainak területösszegével. *Pontos szerkesztése* eléggé nehézkes és hosszadalmas.

A gyakorisági görbe előnye az, hogy a másodlagos maximumokat könnyebb észrevenni, mint a kumulatív görbén. (Grafikus előállítását a kumulatív görbéből részletesen ld.: KRUMBEIN W. C. – PETTIJOHN F. J. 1938. 190–195. old.)

#### Kumulatív görbe

elemei: szemcsenyagysági osztályok  $x$  tengelyen ábrázolva  
kumulatív súlyszázalékok  $y$  tengelyen ábrázolva.

A kumulatív görbe a szemcsenyagyságeloszlás ábrázolásának legáltalánosabban használt módja. Szerkeszthető féllogaritmikus, (látszólag) aritmetikus és logaritmus-valószínűségi diagram formájában.

#### Féllogaritmikus ábrázolás

$x$  tengely: logaritmus beosztású, a szemcseátmérők ábrázolására mm-ben (esetleg  $\mu$ m-ben);  
szemcseméret *balról jobbra* növekszik.

$y$  tengely: kumulatív súlyszázalékok aritmetikus léptékű ábrázolására.

Ezt a görbetípust Európában használják az üledékföldtanban és a műszaki gyakorlatban egyaránt.

#### Aritmetikus ábrázolás

$x$  tengely: a szemcseátmérők ábrázolására szolgál,  $\varphi$ -egységekben (pszeudoaritmetikus lépték)  
szemcseméret *jobbról balra* növekszik

$y$  tengely: a kumulatív súlyszázalékok aritmetikus léptékű ábrázolására.

Mivel a  $\varphi$ -skála eleve logaritmus, alkalmazása a kumulatív görbe előállításánál igen leegyszerűsíti a szerkesztést. (Ezt a szerkesztési módot az Egyesült Államokban használták a logaritmus-valószínűségi kumulatív görbék elterjedése előtti időkből.)

\*Az  $\varphi$ -skáláról részletes ismertetés található BÉRCZI I. 1971. 62. old., MOLNÁR B. 1981. 45. old., angol nyelven: KRUMBEIN W. C. 1934., FRIEDMAN G. M. – SANDERS I. E. 1978. 64–65. old.

### Logaritmikus-valószínűségi ábrázolás

- x tengely: aritmetikus léptékű,  $\varphi$  egységekben megadott szemcseátmérők ábrázolására szolgál;  
szemcseméret *jobbról balra* növekszik
- y tengely: kumulatív súlysúlyszázalékok *ábrázolása valószínűségi skála szerint* (ilyen *ábrázolású* kumulatív görbét láthatunk pl. a 15. ábrán, 27 old.).

A valószínűségi skála használata az y tengelyen azt eredményezi, hogy a log-normál eloszlású üledékek kumulatív görbéi *egyenesként* jelennek meg.\* Ennek döntő jelentősége van a következő szempontokból:

- a szemcsenagyságeloszlás log-normalitásának\*\* ill. a log-normalitástól való eltérésnek vizsgálatát könnyen elvégezhetjük;
- a szemcsenagyságeloszlás statisztikus paramétereinek grafikus úton való meghatározásához (11. old.) legtöbbször extrapolációt kell alkalmazni, aminek elvégzése az aritmetikus ordinátájú kumulatív görbén pontosan nem lehetséges (a keresett értékek a görbe kellően meg nem határozott, görbült szakaszaira esnek);
- a logaritmikus-valószínűségi kumulatív görbe természetes üledékek esetén általában nem egyetlen egyenes, hanem egyenes szakaszokból tevődik össze. Ezeknek *merevsége* számszerűleg kifejezhető (vö. osztályozottság!), valamint az egyenesek metszéspontja is határozott (ugyanaz aritmetikus ordinátájú kumulatív görbén inflexió pontként jelenik meg, amit sokkal nehezebb pontosan kijelölni).

*Összefoglalásként* kiemeljük, hogy az interpretáció céljára legalkalmasabb a logaritmikus-valószínűségi papíron szerkesztendő, a szemcseátmérőket  $\varphi$ -egységben feltüntetett ábrázolási mód, amit ma már az egész világon (nemcsak az Egyesült Államokban) használnak a szedimentológusok (ld.: pl. 15. ábra). Ezen kívül, különösen a másodlagos maximumok láttatására a gyakorisági görbék használhatóak.

### Háromszögdiagramok

A szemcsenagyságeloszlási adatok háromszögdiagramban való ábrázolása nemcsak közetnevezéktani osztálybesorolást szolgálhat.

A háromszög csúcsaihoz 3 komponens 100–100%-os mennyiségeit rendeljük. A komponensek kiválasztását az elkülöníthetőség vagy várható elkülönülés szabja meg (nyilvánvalóan semmi értelme nincs kavics-homok-agyag háromszögdiagramban csak homokos üledékeket ábrázolni). Általában használt típusok: kavics–homok–agyag (<62  $\mu\text{m}$ -es frakció összevontan); homok–kőzetliszt–agyag; homok–agyag–karbonátok stb. A háromszögdiagram célszerű mezőkre bontása után a mezők sraffozásával vagy színezésével a háromszögre felvitt adatokat litofációs térképen (vagy szelvényben) ábrázolhatjuk úgy, hogy minden térképi (mintával jellemzett) ponthoz azt a szintet vagy sraffot rendeljük, amelyik sraffal–színnel jelölt háromszögrészbe pontunk a háromszögdiagramon esik;

\* A log-valószínűségi diagramot földtan-célokra OTTO G. H. 1939. alkalmazta először.

\*\* Az üledékekben a szemcsenagyságeloszlás csak közelítőleg vehető log-normálnak. Egyes kutatók kifejezetten megkérdőjelezték a log-normál eloszlást bizonyos típusú üledékek esetében (BAGNOLD R. A. – BARNDORFF-NIELSEN O. 1980). A kérdéssel foglalkozó szakemberek nagyobb csoportja szerint az üledékek log-normál eloszlású (1–3) populációkból állnak (VISHER G. S. 1969.).

majd az azonos sraffozású (színezésű) pontokat térképi foltokká rendezzük a határok behúzásával (magyar nyelven a fáciestérképek jó összefoglalását találjuk RADÓCZ GY. 1981. munkájában).

### 1.3. A SZEMCSENAGYSÁGELOSZLÁS VIZSGÁLATA ÜLEDÉKFÖLDTANI SZEMPONTBÓL

A szemcsenagyságeloszlás vizsgálata két módon lehetséges 1. a szemcsenagyságeloszlási görbéből meghatározott mérőszámok (paraméterek) alapján; 2. a görbe alakjának vizsgálatával.

Mielőtt rátérnénk a szemcsenagyságeloszlás szedimentológiai vizsgálatának részleteire, állítsuk sorba azokat a tényezőket, amik az üledék szemcsenagyságeloszlását befolyásolják a *leülepedés idején*:

- kiindulási (rendelkezésre álló) szemcseméret;
- a leülepitő közeg energiája és annak változása (hidraulikai viszonyok);
- a leülepitő közeg mozgásának jellege (egyirányú vagy oszcilláló mozgás);
- beáramló anyag mennyiség;
- egyéb tényezők (klíma, üledékgyűjtő topográfiája, süllyedés mértéke stb.).

Az *üledékek konszolidációja*, majd különböző *diagenetikus folyamatok során létrejövő változások*

– cementáció teljes vagy nehezen kioldható cementásványok esetén dezaggregálási problémák befolyásolják a szemcseeloszlási vizsgálat reprodukálhatóságát;

– autigén agyagásványok képződése; recens szedimentológiai vizsgálatok során fény derült arra, hogy a finomfrakció *mennyiségének* és *minőségének* leülepedési környezetjelző szerepe van;

– másodlagos szemcseméretnövekedés: kimutatására leghatékonyabb módszer a katódlumineszcencia (ZINKERNAGEL U. 1978.);

– szemcsepopulációk utólagos keveredése: alul fekvő kavicsos üledék hézagainak feltöltődése felette települő finomabb anyaggal.

Ezen kívül nem elhanyagolható az a hiba sem, amit a terepi mintavétel (nem homogén rétegből volt minta) és a laboratóriumi mintavétel és elemzés során követhetünk el.

#### 1.3.1. A szemcsenagyságeloszlás vizsgálata paraméterek segítségével

A szemcsenagyságeloszlás vizsgálata történhet:

- a klasszikus statisztikai módszerek szolgáltatva paraméterek (közepes átmérő-mean, standard deviáció, ferdeség, csúcosság), és
- olyan jellemzők segítségével, melyeknek már kiválasztása is szedimentológiai kritériumokat követ (RIZZINI A. 1968. 65. old.).

A statisztikában használatos eloszlás-jellemzők (ún. statisztikai paraméterek) meghatározásának két módja lehetséges:

- *momentumszámítás* (gyakorisági súlyszázalékokból, a görbe megrajzolása nélkül);

– *grafikus meghatározás* (a logaritmikus-valószínűségi- vagy hagyományos kumulatív görbéről bizonyos százaléktértékeknél leolvasott számadatokból egyszerű képletek segítségével).

1.3.1.1. Az eloszlás vizsgálata a klasszikus statisztikai módszerek szolgáltatta paraméterek segítségével

#### 1.3.1.1.1. *Momentumszámítás*

*Alapfeltevés:* mivel a szemcsenagyságeloszlás általában lognormál (Gauss)- eloszlást követ, jogos a normál-eloszlásokra a matematikai statisztikában kidolgozott momentumszámítások alkalmazása.

A leíró statisztika 4 paramétert használ a görbe jellemzésére: *közepes szemcseátmérőt (mean)* a görbe középszakaszának vizsgálatára; *standard deviációt* a középérték (közepes szemcseátmérő) körüli szórás mérőszámaként; *ferdeséget* a közepes szemcseátmérő körüli eloszlás szimmetriájának vizsgálatára és a *kurtózist* a görbe lapultságának mérőszámaként.

A momentumszámítás lényege az (az oszlopdiagramból indulunk ki!), hogy a szemcsenagysági osztályokhoz tartozó súlyszázalék-értékeket az osztályközéphez rendelve és egy tetszőleges pontot az  $x$  tengely mentén kijelölve sorra képezzük az  $e$  ponttól való távolságok és a gyakorisági súlyszázalékok szorzatát. (Hasonló módon képezzük pl. a fizikában az erő forgatónyomatékát.) Ezeket a szorzatokat összegezzük, majd vesszük az összeg  $1/100$ -át, amely az 1% gyakoriságra eső momentum. Ha a viszonyítási pont a görbe „elején” van (ahol a görbe asszimptotikusan megközelíti a 0-t), akkor a számítás elvégzésével az első momentumot,  $mean$ -t (közepes szemcseátmérőt), kapjuk. A további momentumoknál a közepes szemcseátmérőt tekintik viszonyítási pontnak, és az ettől való eltérés négyzetét, köbét, 4. hatványát (2; 3; 4. momentum) képezik, ebből számítják a standard deviáció, ferdeség és kurtózis értékeket.

A momentumszámítás menetét részletesen BÉRCZI I. 1971. ismerteti, rövid összefoglalását angol nyelven FRIEDMAN G. M. – SANDERS J. E. 1978. 78–80. old. találhatjuk.

A momentumszámítás pontosabb a következőkben ismertető grafikus eljárásoknál és ma már számítógépi (KANE W. T. – HUBERT F. J. 1963, COLLIAS E. E. et al. 1963. és SCHLEE J. – WEBSTER J. 1967) és kézi (asztali) kalkulátorokra készült számítógépi programok (LINDHOLM R. C. 1979) állnak rendelkezésre számításukhoz.

#### 1.3.1.1.2. *Grafikus eljárások*

A közepes szemcseátmérő, standard deviáció, ferdeség és csúcosság grafikus úton való meghatározása azért fejlődött ki, hogy a momentumszámítás számítógépek előtti korszakában a számítás hosszadalmasságát kiküszöbölje. A legtöbb ma is használatos mérőszám a momentumszámításból nyerhető 4 statisztikai paraméter *közelítése*.

Egyszerűbb, de kevésbé pontos grafikus közelítés a kvartilisekből indul ki, ugyanis a logaritmusos-valószínűségi görbéről a 25, 50, 75%-nál leolvasott átmérőértékekből számítja az átlagot, szórást stb. (Pontossága a momentumszámításhoz képest a közepes átmérőt és az osztályozottságot = standard deviációt tekintve 37–64%, vö. FOLK R. L. 1966. 81. és 83. old.). Pontosabb közelítés érhető el a FOLK R. L. – WARD W. C. 1957. által bevezetett paraméterek segítségével.

		pontosság a momentum- számításhoz képest
közepes szemcse- átmérő (mean)	$M_z = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3}$	88%
osztályozottság	$\sigma_1 = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{6,6}$	79%
ferdeség	$S_{k1} = \frac{\varphi_{84} + \varphi_{16} - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{84} - \varphi_{16})} + \frac{\varphi_{95} + \varphi_5 - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{95} - \varphi_5)}$	
kurtózis (csúcsosság)	$K_G = \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{2,44(\varphi_{75} - \varphi_{25})}$	

ahol  $\varphi_5, \varphi_{16}, \dots, \varphi_{95}$  az 5, 16, . . . . 95 kumulatív százalékoknál leolvasott szemcse-átmérőket jelenti  $\varphi$ -ben.

A pontosság növelésére MC CANNON R. B. 1962. hasonló, de több percentilis értéken alapuló számítási módot ajánlott (Id.: FOLK R. L. 1966. 81. és 83. old.), ezek ugyan nagyobb pontossággal közelítik meg a momentumszámításból kapható értékeket, de nem annyira, hogy a több adattal való többletmunkát viszonoznák.

A momentumszámítás előnye a grafikus meghatározásokkal szemben a nagyobb pontosság és az, hogy a görbe egész alakját figyelembe veszi (a grafikus meghatározások az 5–95% közötti szakaszt vizsgálják). A grafikus számítások előnye viszont, hogy a felrajzolt kumulatív görbét a vizuális vizsgálatokhoz is felhasználhatjuk, a bimodalitás tényét felismerhetjük és kiszűrhetünk esetleges mérési hibákat.

#### Extrapoláció „nyílt-eloszlások” esetén

A homokok gyakran tartalmaznak kőzetlisztet és agyagot. Ha 0,062 mm-nél ( $+4\varphi$ ) kisebb frakció mennyisége meghaladja a 8%-ot, akkor pipettás vagy más módszerrel tovább kell folytatni az elemzést legalább  $+10\varphi$ -ig ( $=1\mu$ ). A szemcsenagyságeloszlás mesterséges alsó határát  $+14\varphi$ -nek lehet tekinteni, vö. FOLK R. L. 1966. 75. old. Ha a 0,062 mm alatti frakció mennyisége nem éri el a 8%-ot, mesterséges határként kőzetlisztes anyag esetén  $4,25\varphi$ -t, agyagásványos anyag esetén  $4,50\varphi$ -t vehetünk.

Az extrapolációt logaritmusos-valószínűségi papíron a legcélszerűbb elvégezni.

#### 1.3.1.2. A szemcsenagyságeloszlás vizsgálata szedimentológiai megfontolások alapján kiválasztott paraméterek segítségével

Az előző fejezettrészben a statisztikai paraméterek számítási módjait ismertettük. A szemcsenagyságeloszlás jellemzése azonban más paraméterek használatával is lehet-

séges. RIZZINI A. (1968) olasz szedimentológus szerint helyesebb, ha olyan paramétereket alkalmazunk, melyeknek kiválasztásában elméleti megfontolások és a szemcsenagyságeloszlási vizsgálatok során eddig nyert tapasztalatok tükröződnek. Szerinte minden olyan geológus, aki szemcsenagyságeloszlási vizsgálati eredményeket homok-agyag arány, fő módus (leggyakoribb szemcseméret), legnagyobb, a közeg által még mozgatható képes szemcsenagyság meghatározására alkalmazott vagy alkalmaz, ezt az elvet követi.

C és M értékek meghatározása a kumulatív görbéről (PASSEGA R. 1957, 1964)

PASSEGA R. úgy vélte, hogy a szemcsenagyságeloszlást legjobb két paraméterrel jellemeznie, az C=1% percentilissel (a legdurvábbnak vehető szemcseméret) és a mediánnal Md=50% percentilissel.

A paraméterek kiválasztásában a következő megfigyelések vezérelték:

- az áramlási rendszereket az általuk szállítható legdurvább szemcsék mennyiségével lehet jellemezni (C);
- különböző áramlási rendszerekben a finom frakció mennyiségét befolyásoló tényezőket azonosaknak találta.

C, PMo, Mo, PL értékek meghatározása (RIZZINI A. 1968)

RIZZINI A. szerint az üledékek szemcsenagyságeloszlását 4 paraméterrel lehet jellemezni. Ezek:

C 1% percentilis (legdurvább szemcseméret);

Mo a (fő) módus szemcsenagysága;

PMo a (fő) módushoz tartozó súlyszázalék-érték  $1\varphi$  intervallumon belül;

PL a  $31 \mu\text{m}$ -nél finomabb szemcsés anyag súlyszázalékos mennyisége.

RIZZINI A. ezeket a paramétereket a következő megfontolások alapján tartja jellemzőnek:

- az egész üledék jellegét a fő módus (Mo) szemcsemérete és a módushoz tartozó populáció mennyisége (PMo) adja meg;
- az üledékszállítás típusa (szuszpenzív, szaltációs, görgetett) leginkább a módus (Mo) és a legdurvább szemcseméret (C) viszonyában tükröződik;
- a leüleptítő közeg finomanyag-kimosási hatékonyságának vizsgálata genetikai szempontból fontos, erre a finom anyag mennyisége, PL, alkalmas mérőszám.

A szemcsenagyságeloszlást jellemző számszerű alapadatok felsorolását és számítás-módját áttekintve rátérhetünk ezen alapadatoknak a szállítási mód és a leülepedési környezet azonosításában (rekonstruálásában) betöltött szerepére.

1.3.1.3. A nyert paraméterek felhasználása az egykori leülepedési környezetek rekonstruálásában

1.3.1.3.1. A statisztikus paraméterek felhasználása

Az egykori üledékképződési környezetek tanulmányozásához – az aktualizmus elvének alkalmazásával – a recens üledékképződési környezeteket vizsgálták meg kifeje-

zeten abból a célból, hogy amennyiben a szemcsenagyságelemzési eredményekből származtatott mérőszámok a recens képződmények leülepedési környezet szerinti elkülönítésére alkalmasak, alkalmazásuk a geológiai múlt képződményei esetében is haszonnal jár. E megoldás érdekében kb. 30 évre visszamenőleg nagyon sok próbálkozás látott napvilágot (a probléma a múlt század utolsó éveiben vetődött fel). E próbálkozások közül most a legismertebb értelmezési módszereket fogjuk röviden ismertetni. Nem térhetünk ki a részletekre, az értelmezési eljárások döntő többsége a magyar szakirodalomban is hozzáférhető, jelen munka keretében inkább a módszerek kritikai elemzésével kívánok részletesebben foglalkozni.

### Egyváltozós meghatározások

Közös jellemzőjük, hogy bizonyos empirikus határértékek segítségével a természetes üledékekre kapható  $\sigma$ ,  $S_k$  és  $K_G$  értékeket osztályokba sorolják és ennek segítségével vonnak le következtetést a leülepedési környezetre. Bár több szerző is közöl a ferdeség- és csúcosság-értékekre skálát és elnevezést, de ezek csak leíró jellegűek maradnak (nem tartozik hozzájuk a lehetséges leülepedési környezetek felsorolása). (A ferdeségre és csúcosságra vonatkozó osztályozást ld.: FOLK R. L. – WARD W. C. 1957. 13–15. old., ill. BÉRCZI I. 1971. 81–84. old.). FRIEDMAN G. M. 1962. közölt osztályozottsági értékekre olyan osztálybasorolást, mely egyben a lehetséges leülepedési környezetre is utal (1. tábl.).

### Kétfváltozós diagramok

A recens üledékképződési környezetekből származó szemcsenagyságelemzési eredmények tanulmányozása során úgy tűnt, hogy bizonyos paraméterek (pl. közepes szemcse-átmérő, ferdeség, osztályozottság) jobban tükrözi a leülepedési környezet változását, mint más paraméterek (pl. csúcosság). Ez a felismerés szülte a kétfváltozós diagramok sokaságát, mivelhogy az ülepedési környezetre „érzékenyebb” paramétereket egymás függvényében ábrázolták annak reményében, hogy a diagramon az eltérő üledékes környezetekben képződött üledékek mintáinak elemzési pontjai *mezőkben* különülnek el. Számos ilyen diagram került publikálásra az elmúlt kb. 25 évben. Ezek közül a legismertebbeket foglaljuk össze a 2. táblázatban, az 1–11. ábrákon pedig az egyes szerzők eredeti cikkeiben közölt, általuk jó elkülönítésre alkalmas diagramokat láthatjuk.

### Diszkrimináns egyenletek

Két, némileg eltérő számítási mód ismert: SAHU B. K. 1964. és SEVON W. D. 1966. egyenletei, bár kétségkívül SAHU munkája ismertebb. Ők abból indultak ki, hogy a 4 statisztikai paraméter az eloszlási görbe alakját *együttesen írja le*, s amennyiben a szemcsenagyság-eloszlás a leülepedési környezettől függ, úgy mind a 4 paramétert egyszerre figyelembe kell venni. Így módon SAHU B. K. 1964. a következő diszkrimináns egyenleteket állította fel:

Eolikus és tengerparti üledékek elkülönítésére

$$Y = -3,5688 M_z + 3,7016\sigma_1^2 - 2,0766 S_{k_1} + 3,1135 K_G$$

ha  $Y < -2,7411$  eolikus  
 $Y > -1,7411$  tengerparti üledékek

FRIEDMAN G. M. (1962) által ajánlott osztályozottsági beosztás a lehetséges leülepedési környezetek megjelölésével

Osztályozottság $\sigma$	Közép-, finom-, nagyon finomszemű homokok (Közepes szemcseméret $>1 \varphi$ )	Durvaszemcsés homokok (Közepes szemcseméret $<1 \varphi$ )
$< 0,35 \varphi$ (igen jól osztályozott)	Legtöbb parti és zátony-homok, tavi dűne-homok, a hullámbázis felé eső homokok, sok laguna homok	—
$0,35-0,50 \varphi$ (jól osztályozott)	Legtöbb parti homok, sok ill. legtöbb, a hullámverési övbe eső tengeri homok, sok laguna homok, sok szárazföldi dűne-homok, kevés folyóvízi homok	—
$0,50-0,80 \varphi$ (mérsékeltén jól osztályozott)	Legtöbb folyóvízi homok, sok parti homok, sok (elsősorban zárt) lagunából származó homok, legtöbb szárazföldi homok, legtöbb hullámverési zóna alá eső self-üledék	Sok parti homok
$0,80-1,40 \varphi$ (mérsékeltén osztályozott)	Sok folyóvízi homok, egyes lagunákból származó homokok, egyes kontinentális self hullámbázisa alatt képződött homokok, sok glaciofluviális homok	Legtöbb folyóvízi homok, sok ill. legtöbb parti homok, legtöbb kontinentális-self üledék
$1,40-2,00 \varphi$ (gyengén osztályozott)	Sok glaciofluviális homok	Néhány folyóvízi homok, sok glaciofluviális homok
$2,00-2,60 \varphi$ (igen gyengén osztályozott)	Sok glaciofluviális homok	Néhány kontinentális-self homokos üledéke, sok glaciofluviális homok
$>2,60 \varphi$ (rendkívül gyengén osztályozott)	Egyes glaciofluviális homokok	Néhány glaciofluviális homok

Tengerparti és sekélytengeri (mozgatott) üledékek elkülönítésére

$$Y = 15,6534 M_z + 65,7091\sigma_1^2 + 18,1071 Sk_1 + 18,5043 K_G$$

ha  $Y < 65,3650$  tengerparti  
 $Y > 65,3650$  sekélytengeri üledékek

Sekélytengeri és folyóvízi (delta) üledékek elkülönítésére

$$Y = 0,2852 M_z - 8,7604\sigma_1^2 - 4,8932 Sk_1 + 0,0482 K_G$$

ha  $Y < -7,4190$  folyóvízi (delta)  
 $Y > -7,4190$  sekélytengeri üledékek

2. táblázat

## Kétváltozós diagramtípusok alkalmazásának összehasonlítása

Diagram fajta	FRIEDMAN 1961	FRIEDMAN 1967	MASON– FOLK 1958	MOIOLA– WEISER 1968
Közepes szemcse- átmérő <i>versus</i> osztályozottság	Düne és folyóvízi homok elkülönít- tésére (finom és középszemcsés homokokra). Eredményt a Szerző közepes- nek ítéli	Tengerparti és folyóvízi homok elkülönítésére. Eredményt a Szerző közepes- nek ítéli	Düne-tengerparti homok – eoli- kus lepelhomok elkülönítésére. Szerzők nem találták eléggé hatékonyak	Tengerparti-folyó- vízi és tengerparti dünehomok-folyó- vízi homok elkülö- nítésére
Közepes szemcse- átmérő <i>versus</i> ferdeség	Düne homok és tengerparti homok elkülönítésére (Szerző szerint jól elkülönül)			Szféldi dünehomok- tengerparti homok és szféldi düne- homok-tengerparti dünehomok elkülö- nítésére; a Szerzők szerint hatékony
Ferdeség <i>versus</i> kurtózis	Cikkben vizsgált területen nem jó, mert $K_G$ nem környezetérzé- keny	Teljes átfedés a környezetek között	Tengerparti homok, eolikus le- pelhomok, -düne homok elkülönít- tésére; vizsgált területükön jónak találták	Néhány esetben volt csak hatásos, és csak $1/4\varphi$ részletességű elemzés esetében
3. momentum (ferdeség) <i>versus</i> standard deviáció	Folyóvízi és tengerparti homokok elkülö- nítésére jó	Folyóvízi és tengerparti homokok elkülö- nítésére jó		

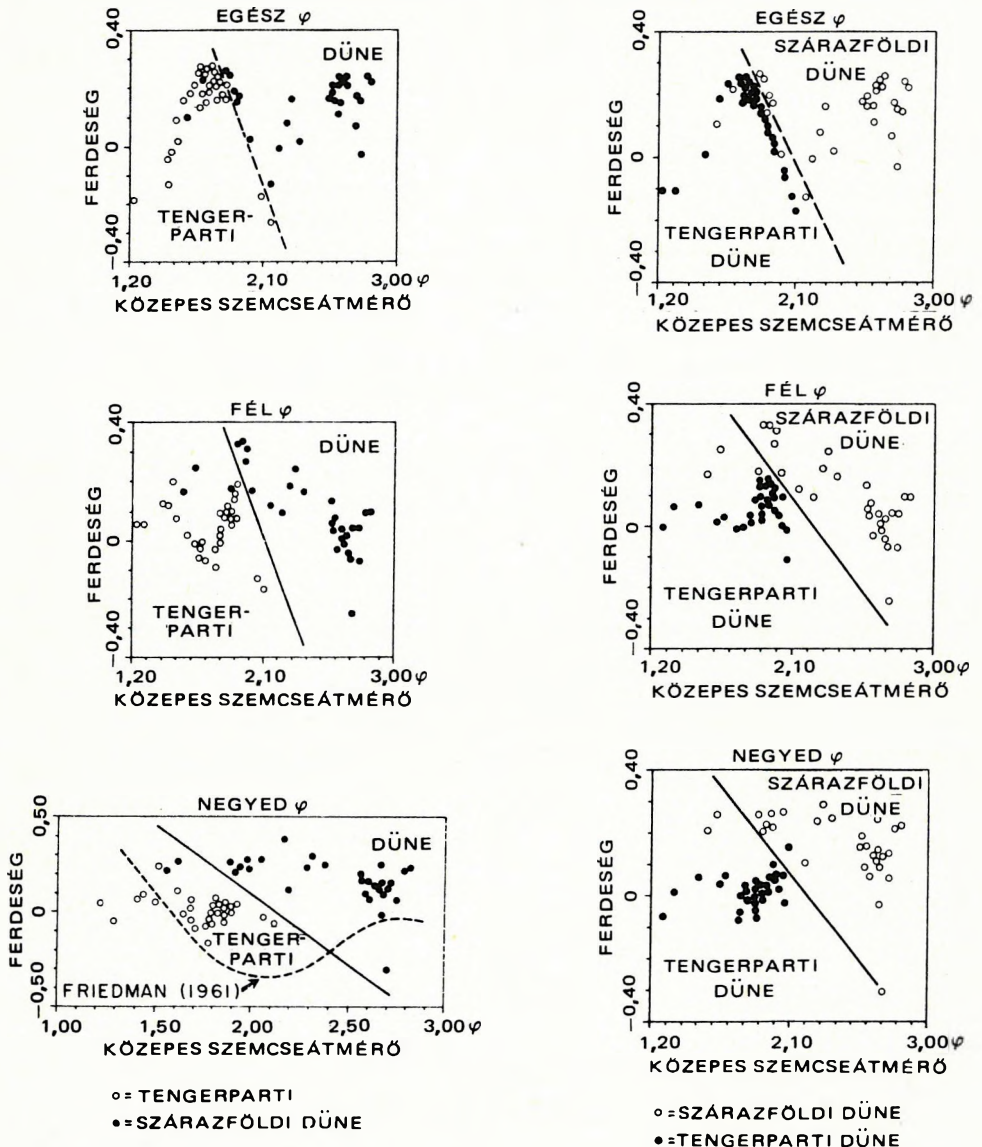
Folyóvízi és turbidit üledékek elkülönítésére

$$Y = 0,7215 M_z - 0,4030 \sigma_1^2 + 6,7322 S k_1 + 5,2927 K_G$$

ha  $Y < 9,8433$  turbidit  
 $Y > 9,8433$  fluviális (delta) üledékek

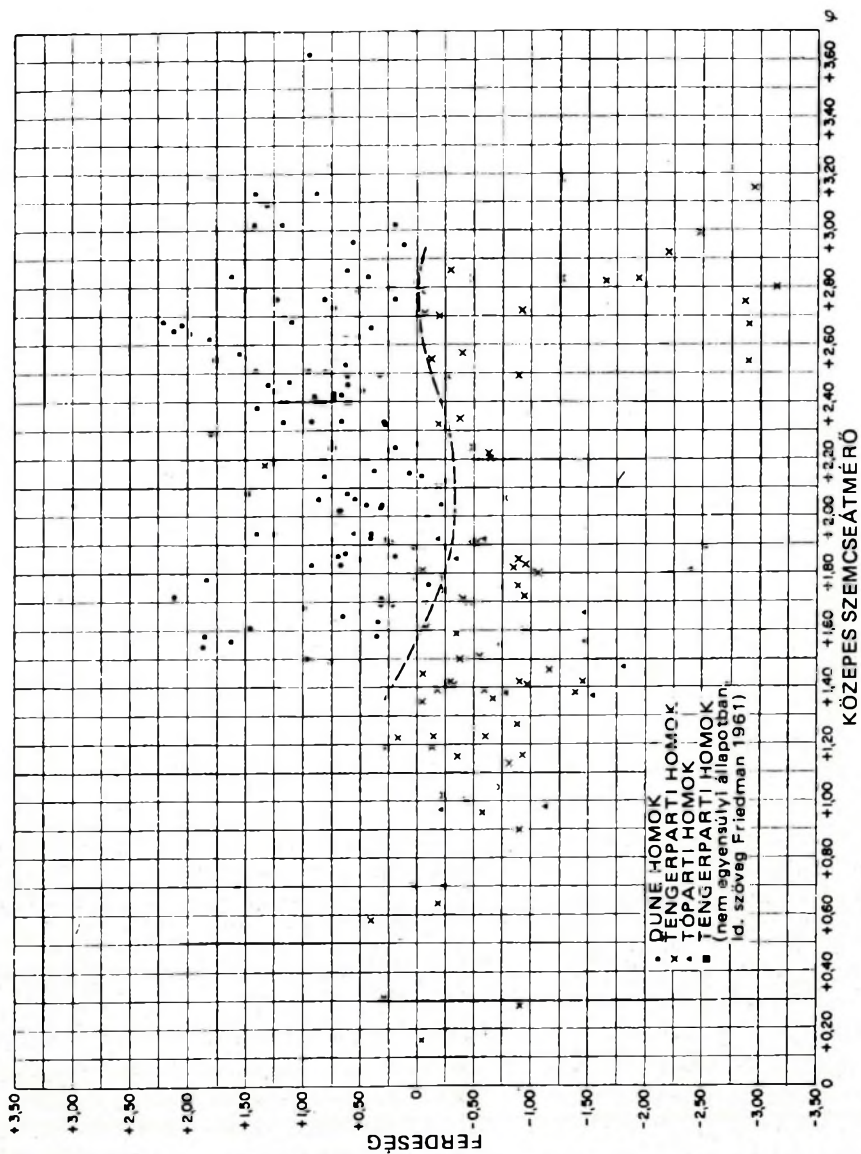
## Faktoranalízis

A Q-mode faktor analízis segítségével KLOVAN J. E. 1966. a Barataria-öböl 69 recens mintáját 3 csoportra bontotta és úgy találta, hogy a csoportok elkülönülése a leüleptető közeg áramlási rendszerével van összefüggésben: az első csoportban a tengerparti

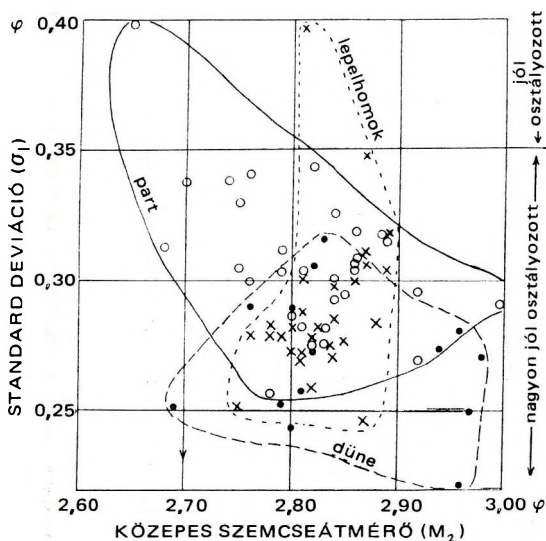


1. ábra. Kétváltozós diagram tengerparti homok és szárazföldi dűnehomok elválasztására  $1\phi$ ,  $1/2\phi$ , és  $1/4\phi$  intervallumonként kiszámított grafikus közepes szemcseátmérő (mean =  $M_z$ ) és grafikus ferdeség  $Sk_1$  értékek alapján MOIOLA R. J. – WEISER D. 1968. szerint. (A legalsó ábrán FRIEDMAN G. M. 1961-ben javasolt elválasztóvonala látható = szaggatott vonal)

2. ábra. Kétváltozós diagram szárazföldi dűnehomok és tengerparti dűnehomok elkülönítésére  $1\phi$ ,  $1/2\phi$ ,  $1/4\phi$  intervallumonként számított grafikus közepes szemcseátmérő (mean =  $M_z$ ) és grafikus ferdeség  $Sk_1$  alapján (MOIOLA R. J. – WEISER D. 1968)

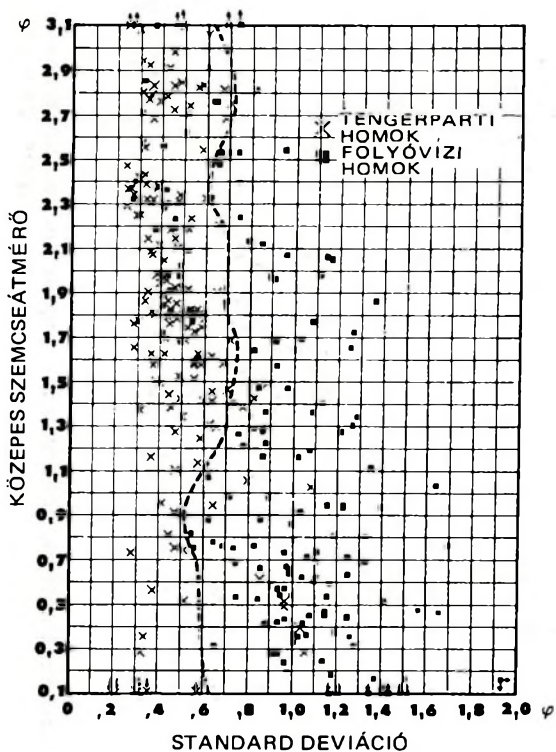


3. ábra. Kétfázisú diagram dűnehomok és tengerparti homok elválasztására első- (középes szemcseátmérő, mean) és harmadik momentum alapján (FRIEDMAN G. M. 1961)

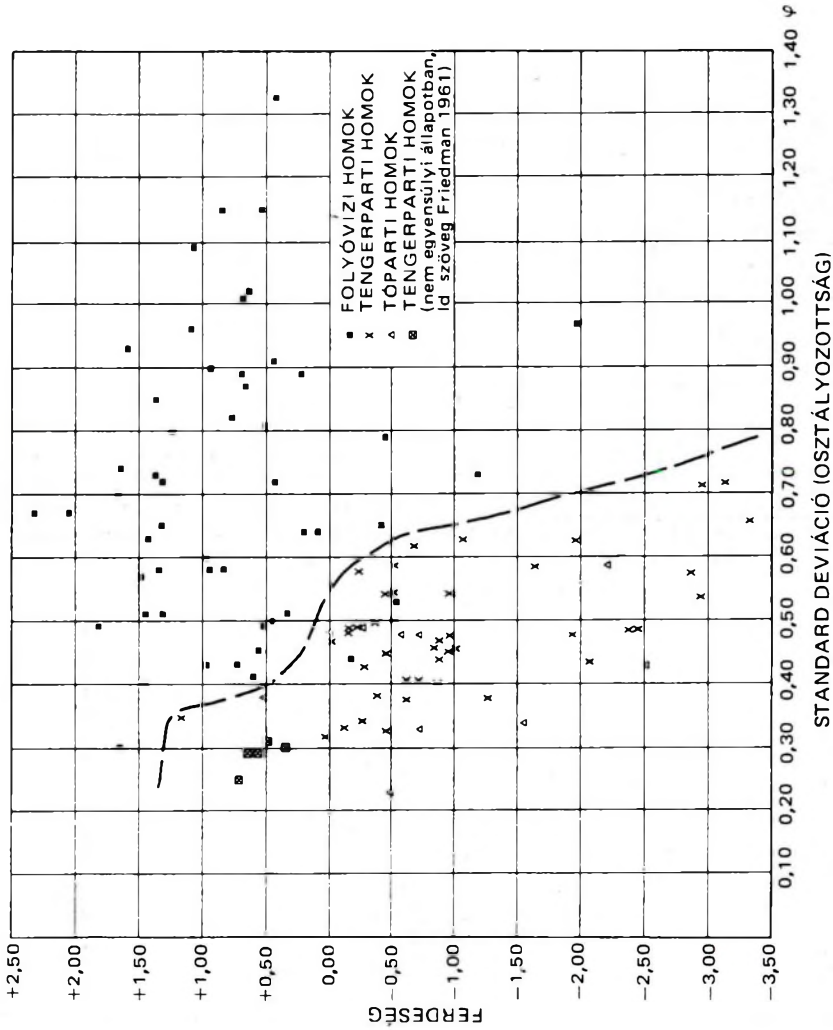


4. ábra. Kétfváltozós diagram dűnehomok, tengerparti homok és eolikus homok elválasztására grafikus közepes szemcseátmérő ( $M_2$ ) és grafikus standard deviáció ( $\sigma_1$ ) alapján (MASON C. C. – FOLK R. L. 1958)

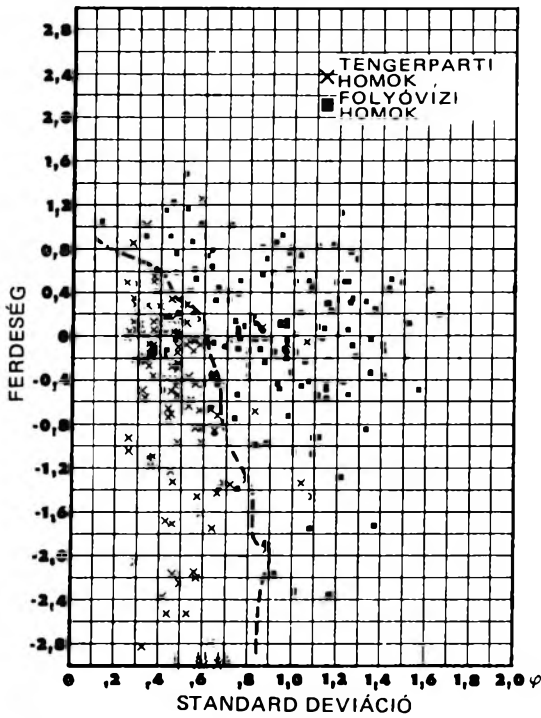
(karikák: tengerparti homok, pontok: dűnehomok, keresztek: eolikus lepelhomok)



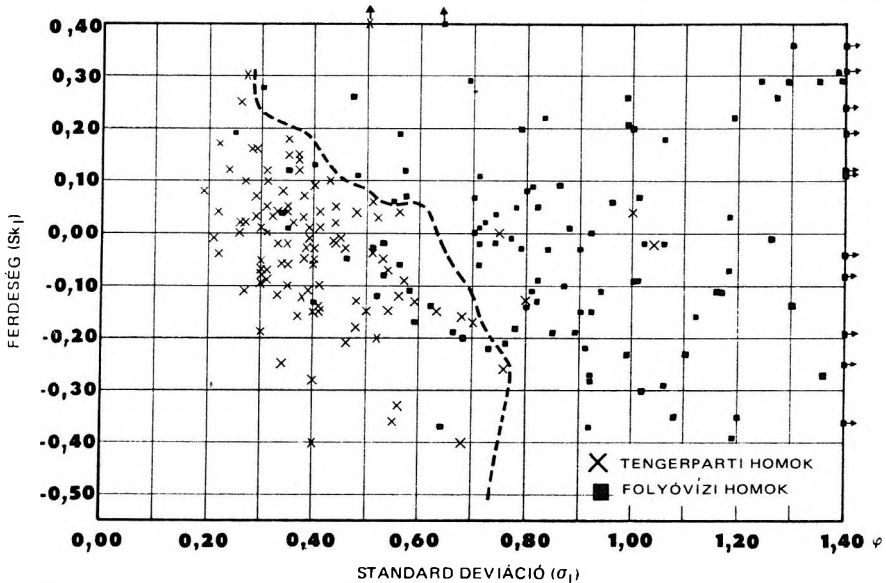
5. ábra. Kétfváltozós diagram folyóvízi homok és tengerparti homok elválasztására első- (közepes szemcseátmérő) és második momentum (standard deviáció) alapján, a nem elemzett finomfrakció mennyisége 8%, az eloszlás mesterségesen kijelölt alsó határa +4,25 $\phi$ ) (FRIEDMAN G. M. 1967.)



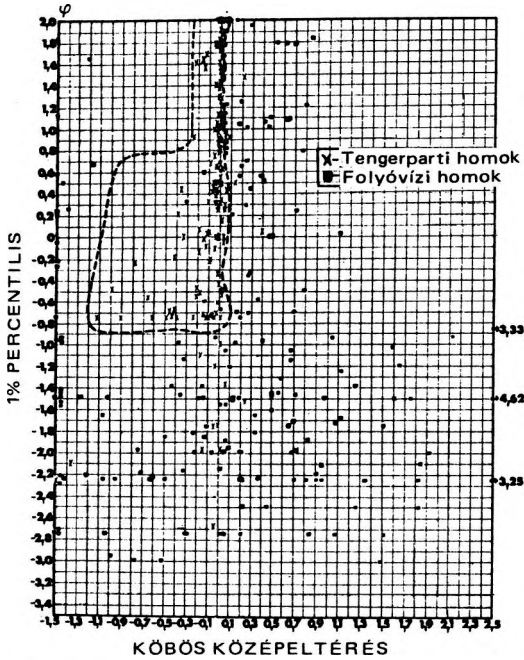
6. ábra. Kétféltözös diagram folyóvízi homok és tengerparti homok elválasztására harmadik momentum (ferdeség) és második momentum (standard deviáció) alapján (FRIEDMAN G. M. 1961)



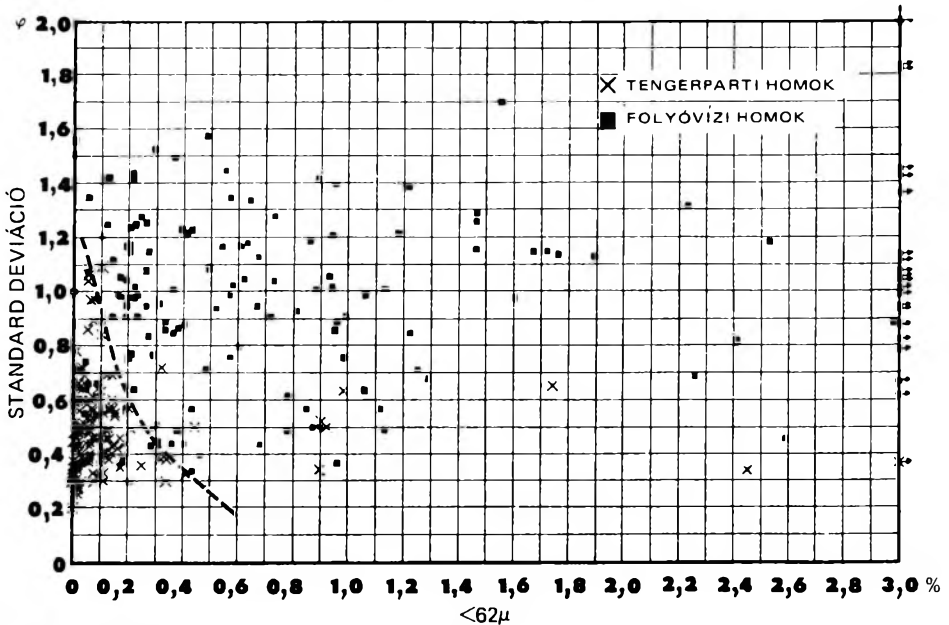
7. ábra. Kétfázisú diagram folyóvízi homok és tengerparti homok elválasztására harmadik momentum (ferdeség) és második momentum (standard deviáció) alapján (a nem elemzett finomfrakció mennyisége 8%, az eloszlás mesterséges alsó határa  $+4,25\varphi$ ) (FRIEDMAN G. M. 1967)



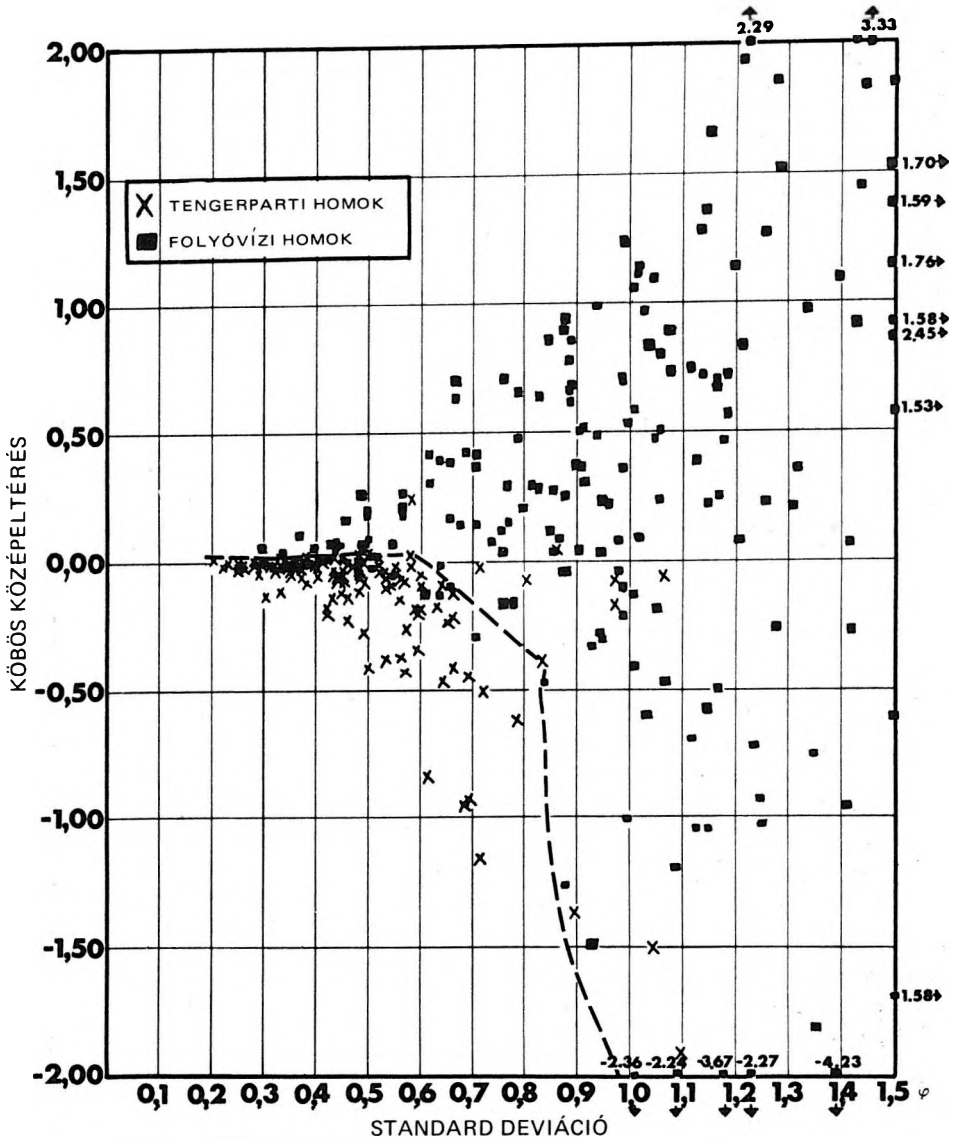
8. ábra. Kétfázisú diagram tengerparti és folyóvízi homok elválasztására grafikus standard deviáció ( $\sigma_1$ ) és grafikus ferdeség ( $Sk_1$ ) alapján (FRIEDMAN G. M. 1967)



9. ábra. Kétfázisú diagram tengerparti és folyóvízi homokok elválasztására a legdurvább szemcseátmérő (1% percentilis) és a köbös középeltérés alapján (a finomfrakció mesterséges alsó határa +6,0φ) (FRIEDMAN G. M. 1967)



10. ábra. Kétfázisú diagram tengerparti és folyóvízi homokok elválasztására a standard deviáció ( $\sigma$ ) és a  $>62\mu$  frakció mennyisége alapján (az eloszlás mesterséges alsó határa +6,0φ) (FRIEDMAN G. M. 1967)



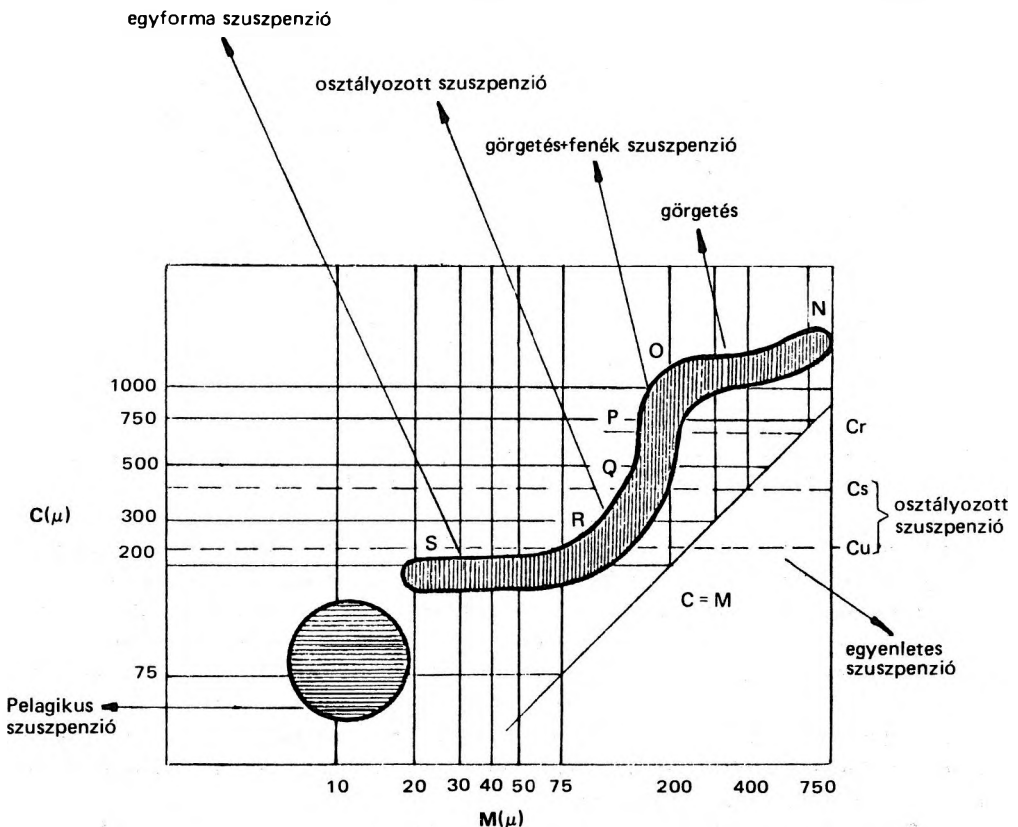
11. ábra. Kétváltozós diagram tengerparti és folyóvízi homokok elválasztására köbös középeltérés és standard deviáció alapján (az eloszlás mesterséges alsó határa +6,0 $\sigma$ ) (FRIEDMAN G. M. 1967)

hullámverési öv üledékei, a második csoportban a fenékáramlások üledékei, a harmadikban a gravitációs ülepedésű nyugodt vízi üledékek mintáinak pontjai tömörültek. (A faktoranalízis alapjait és alkalmazását ld.: KRUMBEIN W. C. – GRAYBILL F. A. 1965. és IMBRIE J. M. – VAN ANDEL T. J. H. 1964. munkáiban).

1.3.1.3.2. A szedimentológiai megfontolások alapján kiválasztott paraméterek felhasználása az egykori leülepedési környezetek rekonstruálásában

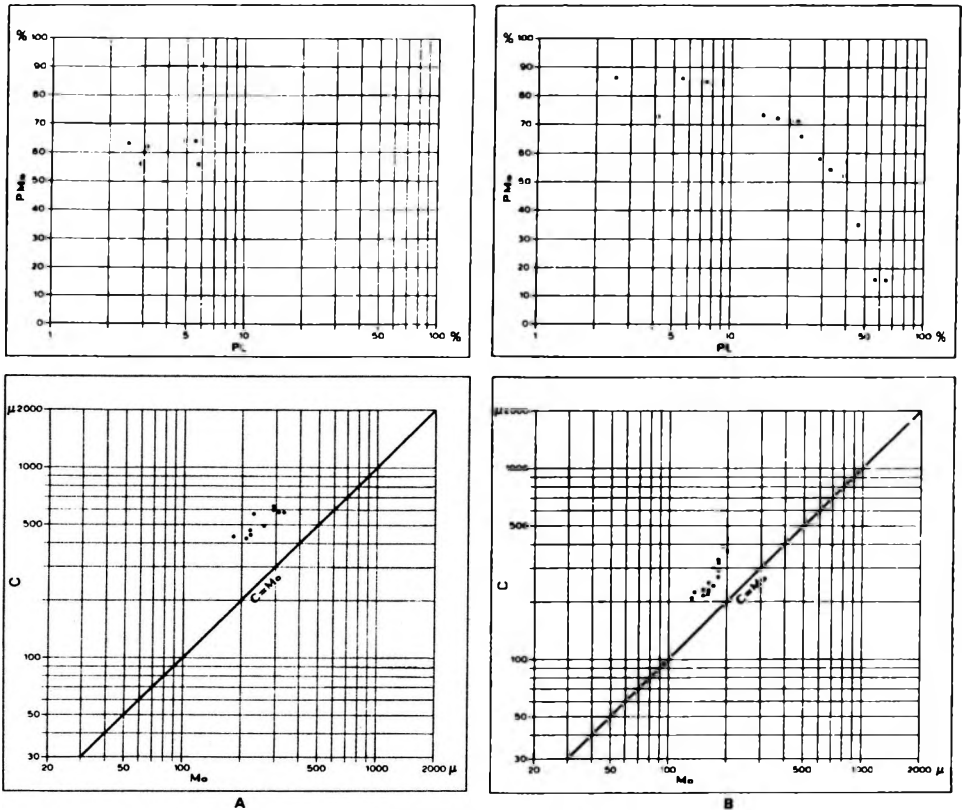
E módszerek közül PASSEGA R. 1957, 1964. C–M diagramjait és RIZZINI A. 1968. C–Mo és PL–PMo diagramjait érdemes röviden ismertetni.

PASSEGA R. 1964. a vonszoló fenékáramlások (folyók, tengeri áramlások, hullámverés) teljes C–M diagramját dolgozta ki recens minták alapján. Diagramja (12. ábra)



12. ábra. A vonszolóáramok üledékeinek teljes C–M diagramja (PASSEGA R. 1964) (ld. Bérczi I. 1971. 16. ábra)

N, O, P, Q, R, S: a görbe inflexiós pontjai, Cr: legkisebb görgethető szemcse mérete, Cs: legnagyobb szemcseméret, mely osztályozott szuszpenzióban szállítható, Cu: legnagyobb szemcseméret, ami egyenes szuszpenzióban szállítható



13. ábra. Recens folyóvízi homokzátony üledéke (Pó-folyó Polesellánál (A) és folyóvízi mederüledék (Po di Tolle) (B) C—Mo és PMo—PL diagramjai (RIZZINI A. 1968)

alapján az üledéket lerakó áramlásban a végső leülepedést közvetlenül megelőző üledékanyag-szállítás módra lehet következtetni, amit azután a leülepedési környezet *indikációjára* használhatunk. Módszerét MOLNÁR B. 1981. részletesen ismertette (60–75. old.) és rövidebben BÉRCZI I. 1971. (96–99. old.) összefoglaló munkában mutatta be.

RIZZINI A. 1968. a leülepedési környezetek vizsgálatára C—Mo és ezzel párhuzamosan PMo—PL diagramokat készített. Recens anyagokon (kontinentális, átmeneti és tengeri környezetekből vett mintákon) vizsgálta meg módszerét. A szemcseeloszlási görbéket először egyenként vizsgálja, majd a paraméterek kiszámítása után a diagramokon csoportosan ábrázolja (13. ábra).

RIZZINI módszerének hátránya (nem közöl egyértelmű számszerű vagy grafikus kiértékelést) egyben előnyét is jelenti. Nemcsak az egykori üledékes környezetek elkülönítésénél, de már az üledékanyag szállítódás módjának meghatározásánál (C—Mo, CL—PMo diagram alapján) is óvatosságra int. Munkája – a recens példákkal való összehasonlíthatóság, koncepciójának átgondolása és „észbentartása” révén – igen figyelemreméltó.

#### 1.3.1.4. Az eddig ismertetett módszerek kritikai felülvizsgálata

Amint az már a 2. táblázatból és a hozzá tartozó ábrákból kitűnik, különböző szerzők ugyanazt a típusú diagramot (pl.: ferdesség-kurtózis diagramok) másként értékelik, azaz míg az az üledékképződési környezetek elkülönítésére az egyik helyen beválik (recens anyagokról van szó!), a másik helyen alkalmatlan.

AMARAL E. J. – PRYOR W. A. 1977. a wisconsini St. Peter homokkő (ordovicium) vizsgálata során elvégeztek minden olyan számítást, elemzést, amelyeket az irodalomban az egykori leülepedési környezetek meghatározására ajánlanak különböző szerzők. Táblázatos formában összegezték, hogy a vizsgált homokkőre FRIEDMAN G. M. 1961. MOIOLA R. J. – WEISER D. 1968, STEWART H. B. Jr. 1958, PASSEGA R. 1957, FRIEDMAN G. M. 1967. és MASON C. C. – FOLK R. L. 1958. módszerei alapján milyen leülepedési környezetre lehet következtetni. Mint táblázatukból kitűnik (cikkük 39. oldalán) folyóvízi, eolikus, tengerparti, tengerparti dűnehomok stb. jött ki eredményül.

Ezen eredmények birtokában AMARAL és PRYOR kritikai megjegyzéseket fűztek e módszerek használhatóságához:

- nézetük szerint különböző szerzők azonos típusú diagramon különböző mezőket jelölnek ki a kérdéses leülepedési környezetekből származó minták elemzési pontjainak elkülönítésére (vö. 6., 7., 8. ábra);

- azonos diagramon azonos szerzőnél más környezetpárra más határ adódik;

- az (AMARAL–PRYOR-féle) minták pontjai a diagramokon egyszerre két mezőbe is estek, vagy zömük a nem lehatárolt részre esett; egymás közeléből származó minták kerültek nagyon eltérő leülepedési környezetre jellemző mezőkbe.

Hasonlóképpen ellentmondó adatokat kaptak SAHU K. B. 1964. és SEVON W. D. 1966. diszkrimináns egyenleteiből.

SOLOHUB J. T. – KLOVAN J. E. 1970. szintén megvizsgálták a szemcseparaméterek használhatóságát. A rendelkezésre álló módszerekkel a Winnipeg-tó (Canada) különböző leülepedési környezeteiből származó recens mintát vizsgálták. Alkalmazták PASSEGA R. 1957, MASON C. C. – FOLK R. L. 1958, FRIEDMAN G. M. 1961, SAHU K. B. 1964. és KLOVAN J. E. 1966. módszereit. Recens mintákat vizsgáltak, de a diagramokon mintáikat mint ismeretlen eredetűeket ábrázolták. Levonták az illető szerzők által ajánlott következtetéseket, majd összehasonlították a jelöletlen és a leülepedési környezetek szerint jelölt diagramokat. Egyedül a faktoranalízis segítségével nyert eredmények bizonyultak többé-kevésbé helyesnek.

VANDENBERGHE N. 1975. a belgiami ún. Boom-agyagot (rupéli) vizsgálta Passega módszerével. Alapos vizsgálatai alapján megkérdőjelezi Passega azon megállapítását, hogy a C–M diagramokkal finomszemcsés üledékek esetén az anyag szállítódás módjára következtetni lehet.

*Miért bizonyulnak ilyen kétes értékűnek ezek az értelmezési eljárások (AMARAL és PRYOR szerint)?* Erre a kérdésre a választ a következő indokok alapján lehet megadni:

1. a kétváltozós diagramok és diszkrimináns egyenletek *eleve* azzal a feltevéssel dolgoznak, hogy a minta *vagy* folyóvízi *vagy* tengerparti környezetből származik;

2. kevés a választási lehetőség: a tengeri környezetek – a geológiai múltbani elterjedésük alapján – sokkal nagyobb súlyt kellett volna a vizsgálatokban kapjanak;

3. a kétváltozós diagramokon rajzolt leülepedési környezet-elválasztó vonalak *se nem elméleti határok, se nem statisztikai határok* – tisztán empirikus vonalak, melyek a szubjektivitástól sem mentesek.

*Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy ezek az interpretáció-fajták alkalmazásuk során változó, egyes esetekben ellentmondásos eredményt adnak, felhasználásuk a geológiai múlt képződményei esetében csak akkor javasolható, ha egyéb geológiai módszerek segítségével reményünk van arra, hogy e módszerek várható hibáit kiküszöböljük.*

*További irodalom:* CHAKRABARTI A. 1977, DUANE D. B. 1964, SPENCER D. W. 1963, TANNER W. F. 1964, CHAUDRI R. S. – KHAN H. M. M. 1981.

### 1.3.2. A szemcsenagyságeloszlásból levonható következtetések a görbe egész alakjának vizsgálatával

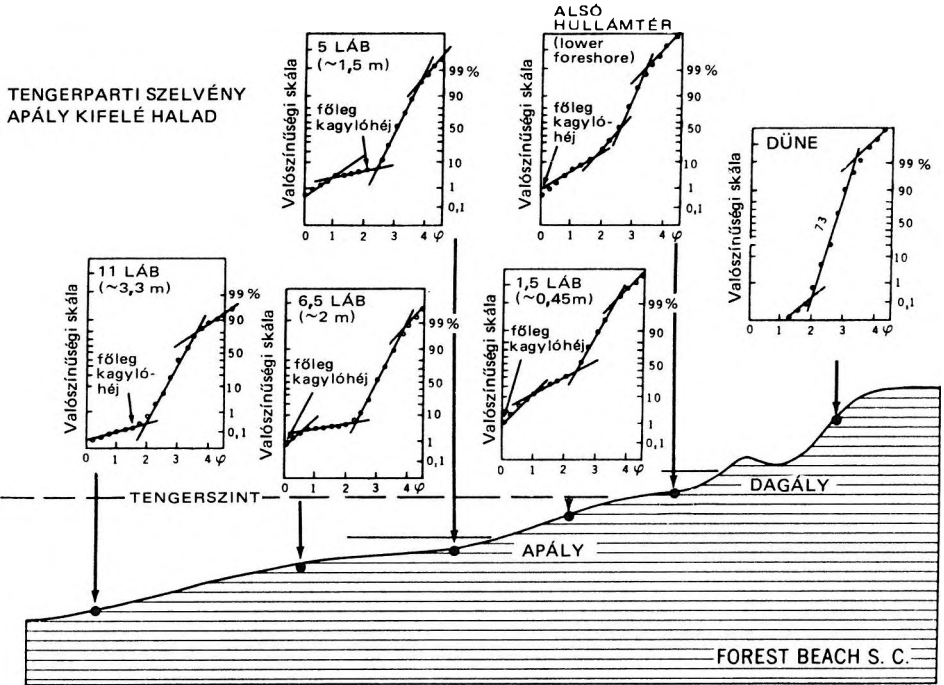
A szemcsenagyságeloszlási görbe alakjának tanulmányozása az üledékképződési környezetek elkülönítésére inkább Európában volt használatos. SINDOWSKI K. H. 1957. 5000 recens és fosszilis mintát vizsgált logaritmikus-valószínűségi diagramokon tavi, folyóvízi, laguna, litorális és mélyebb tengeri környezetekből. SINDOWSKI figyelmeztet arra, hogy a különböző leülepedési környezetekből származó anyagok görbéi konvergálhatnak, de abban az esetben, ha sok mintát gyűjtünk egy teljes sztratigráfiai sorozatból vagy azonos szintből nagy területi elterjedésben – a típusgörbétől való szisztematikus eltérések segítségünkre lehetnek az egykori környezet meghatározásában.

VISHER G. S. 1969. szerint a természetes üledékek a logaritmikus-valószínűségi diagramon 2 vagy 3 szegmenstől álló görbeként jelennek meg (14–15. ábra). A szegmensek meredekségéből (*az egyenes szakaszok meghatározásához szegmensenként legalább 4 pont szükséges!*), a töréspontok helyzetéből, a típusgörbékkel való összehasonlítást is felhasználva a következő folyamatok elkülönítésére van reális lehetőség: 1. egyirányú áramlás; 2. oda-vissza áramlás; 3. hullámozás; 4. árapályövi áramlás; 5. szuszpenzióból való kiülepedés; 6. turbidit-áramlás; 7. szélfújta dűneképződés.

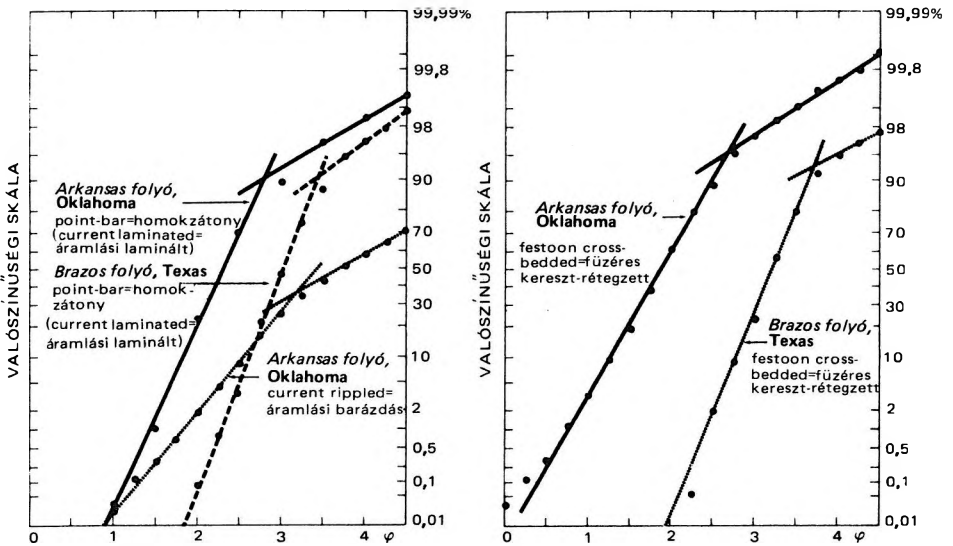
VISHER a logaritmikus-valószínűségi görbén megjelenő szegmenseket lognormál eloszlású szubpopulációknak tartja, amelyek az üledékben a görgetett, szaltációs és szuszpenzív szállítódás eredményeként jöttek létre. WALTON E. K. et al. 1980. felhívják a figyelmet arra, hogy szegmensekből álló logaritmikus-valószínűségi görbék teljes szemcsepopulációk keveredéséből is létrejöhetnek (nemcsak 3 szomszédos, éppen a törési pont közelében „elvágott” szubpopuláció összeadódásából).

## 1.4. ÖSSZEFOGLALÁS

A szemcsenagyságeloszlási vizsgálatokból levonható következtetések önmagukban nem elégségesek az öskörnyezeti viszonyok megállapítására. Mindenképpen egyéb geológiai bizonyítékokra is szükségünk van akkor (ősáramlási-irány vizsgálatokra, az átlagos



14. ábra. Tengerparti idealizált szelvény, a szelvény mentén gyűjtött homokminták szemcsenagyságeloszlásának feltüntetésével (VISHER G. S. 1969)



15. ábra. Recens folyóvízi mederhomokok logaritmikus valószínűségi diagramja (WISHER G. S. 1969)

szemcsenagyság függőleges irányban észlelt csökkenési vagy növekedési trendjére, elsődleges üledékes jegyek, bioturbáció hatásának ismeretére stb, stb.) ha az egykori leülepedési környezetet rekonstruálni kívánjuk; de azt hangsúlyozni kívánom, hogy a rekonstrukció nem lehetetlen, sőt az utóbbi 5–10 évben könyvtárnyi irodalom jelent meg csak az üledékes fáciesanalízissel kapcsolatban.

## 2. A SZEMCSEALAK-VIZSGÁLATOK ÉRTÉKELÉSÉNEK LEHETŐSÉGEI

Kétségbenvonhatatlan tény, hogy egyes törmelékes üledékes kőzetek kavics- és homokszemei koptatottabbak, kerekítettebbek más képződmények kavics- vagy homokszemeihez képest.

Úgy vélték, a szemcsék alakját elsősorban a felaprózódás helyétől a leülepedés helyéig megtett távolság és a szállító közeg abrazív jellege befolyásolja. Recens vizsgálatokból és laboratóriumi kísérleti adatokból kiderült, hogy a szemcsék lekerekedése igen lassú folyamat. (Ennek érzékeltetésére pusztán egy számadatot említünk: KUENEN Ph. H. 1958. laboratóriumi kísérletei alapján úgy találta, hogy 20 000 km-es szállítódás után a közepes szemcse nagyságú homokszemcse súlyának csupán 1%-át veszítette).

A szemcsealak vizsgálatára általában két egymástól elméletileg független jellemzőt lehet alkalmazni: az alakot (gömbösrűséget) és a koptatottságot.

Az *alak* mérőszámainak számítása vagy a három egymásra merőleges tengelyadatból vagy a szemcsébe és a szemcse köré írható gömbök térfogatainak arányából számítható.

A szemcsealak jellemzésére leggyakrabban használt paraméterek: Wadell-féle sfericitás-index (1932), Zingg-féle diagram (1935) és Sneed–Folk-féle maximális vetületi sfericitás (1958) (részletesen ld.: BARRETT P. J. 1980, MOLNÁR B. 1981. 77–89. old.).

Magyarországon a MIHÁLTZ–UNGÁR-féle (1954) koptatottsági vizsgálat van használatban.

*A szemcsealakot befolyásoló tényezők:*

1. a szemcse eredeti alakja;
2. a szemcse összetétele;
3. a szemcse keménysége, törékenysége-ridegsége;
4. kristályhibák (homok-szemcse nagyságban) mikrorepedések, rétegzési lapok, palásság (kavicsokban);

5. méret;

6. szállító közeg típusa;

7. a szállító közeg energiája, szállítási hossz;

8. kémiai hatások: szemcsfelületi oldódás és túlnövekedés;

9. törmelékes üledékes kőzetek lepusztulása és újbóli leülepedése.

Néhány megjegyzés a felsorolt tényezők hatásával kapcsolatban:

– Közismert tény, hogy a méretnek szerepe van azonos szállító közeg és szállító-

dási távolság esetén a szemcsealak változásában: legjobban a nagy kavicsok törnek és kopnak, a durva- és középszemcsés homok koptatottsága kevésbé változik, míg az egészen finom homok- és közetliszt-szemcsék felülete szinte nem változik.

– Ugyanabból az anyagözetből is szabaddá válhatnak különleges körülmények között sajátalakú- (pl. bontott földpát ép zárványai) és kerekített szemcsék (ugyanannak a gránitnak in situ mállás következtében kerekedett kavicsai).

– Szintén közismert tény, hogy a tengerparti homok kerekítettsége rosszabb, mint a tengerparti dűnehomoké. Nyomós érvek szólnak amellett, hogy a szél kifújó hatása nemcsak méret-, de alakszelektív is (FRIEDMAN G. M. – SANDERS J. E. 1978. 62. old.).

Mindebből azt a következtetés vonhatjuk le, hogy a szemcsealaktól a lejátszódott geológiai folyamatokra csak kvalitatív információkat nyerhetünk. A geológiai múlt képződményeinek vizsgálata során csak gondosan, célirányosan tervezett tanulmányokkal lehet célt érni vagy különleges geológiai körülmények között (BARRETT P. J. 1980, FRIEDMAN G. M. – SANDERS J. E. 1978, PETTIJOHN F. J. – POTTER P. E. – SIEVER R. 1973. CHAUDRI R. S. – KHAN H. M. M. 1981).

### 3. A HOMOKSZEMCSÉK FELÜLETÉNEK VIZSGÁLATA PÁSZTÁZÓ ELEKTRONMIKROSKÓPPAL

#### 3.1. BEVEZETÉS

A törmelékes üledékes kőzetekből származó szemcsék felületének vizsgálata is régóta megoldásra váró kérdéseket vet fel. A kiindulás itt is a recens környezetek anyagának vizsgálata és ezen keresztül a geológiai múlt képződményeiben észlelt jellegek értelmezése. A szemcsék felületének vizsgálatára a pásztázó elektronmikroszkóp Scanning Electron Microscope = SEM kitűnő eszköz, mivel nagyobb nagyítás érhető el vele, mint fénymikroszkóp segítségével, a felületi sajátságok a vékony nehézfémbevonat következtében szinte kirajzolódnak. Nagyítás változtatható (egyszerre több szemcse, a szemcse egész felülete, a szemcse felületének kis részlete is vizsgálható). Felbontó képessége ugyan kisebb, mint a transzmissziós elektronmikroszkópoké, de mivel a megfigyelendő felületi jellegek nagysága a felbontóképességi határon belül van, így a felbontóképesség kisebb volta nem jelent akadályt.

A szemcsék felületének vizsgálatára elsősorban kvarcsemcséket használnak, de újabban a nehézasványok felületének SEM vizsgálata is terjedőben van (ld.: pl. LIN J. J. – ROHRLICH V. – SLATKINE A. 1974, STIEGLITZ R. D. – ROTHWELL B. 1978).

A szemcsefelületen többféle hatás nyomait fedezhetjük fel. Ezek a hatások az eredeti kőzet szétesése, helyben mállása, szállítódása közben, valamint a leülepedés helyén érhetik a szemcséket, de a szemcsefelületen a diagenetikus folyamatok (esetleges újbóli mállás) is rajtahagyják bélyegeiket. Általánosságban kimondható, hogy – mivel egy-egy szemcse felületén többféle hatás jegyei is megmaradhatnak – e vizsgálati módszer egyik fő nehézségét a több generációs felszíni jegyek megkülönböztetése jelenti.

A szemcsefelületi jellegek elektronmikroszkópos kutatásában eleinte az empirikus módszerek uralkodtak: igyekeztek a kutatók recens szállítási – leülepedési környezetből származó (ismert genesisű) mintákon a szemcsefelületi jellegeket (egyenes és hajlott barázdák, kagylós-, síma törési felületek, párhuzamos-, közel párhuzamos törési lépcsők, V-alakú bemélyedések stb.), leírni és csoportosítani; a későbbiekben igyekeztek a szemcsefelületi jellegeket létrehozó fizikai-kémiai folyamatokat is – kísérletileg is – megismerni.

Szinte kivétel nélkül minden kutató egyetért azzal, hogy 1-1 jelleget kiemelni – ami diagnosztikus – nem lehet. Célravezetőbb a jellegek együttesét vizsgálni környezetként, sőt legtöbbször csak a jellegegyüttes statisztikai vizsgálata (a relatív gyakoriság megállapítása) ad kielégítő eredményt.

## 3.2. RECENS SZÁLLÍTÓDÁSI ÉS ÜLEDÉKKÉPZŐDÉSI KÖRNYEZETEK-BŐL SZÁRMAZÓ KVARCSEMCSEK ELEKTRONMIKROSKÓPOS SZEMCEFELÜLETI JELLEGEI

### 3.2.1. A glaciális környezetből származó kvarcsemcsék elektronmikroszkópos szemcsefelületi jellege

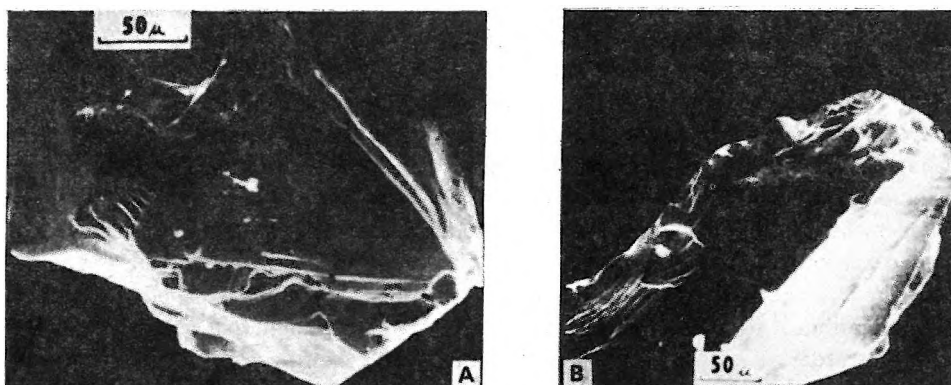
MARGOLIS S. V. – KENNETT J. P. 1971. szerint a következő szemcsefelületi jellegegyüttes jellemző a glaciális környezet kvarcsemcséire:

- nagy törési blokkok;
- kagylós törési felszínek;
- rendezetlenül elhelyezkedő karcolások-, rovátkák;
- közel párhuzamos, lépcsőszerű törések;
- meanderező „gerincek”;
- éles, szögletes körvonal;
- magas relief;
- friss, síma, átalakulást nem szenvedett törési síkok.

Néhány glaciális szemcsefelületi jelleget mutat be a 16. ábra.

Összehasonlítva különböző szerzők munkáit, pl. a MARGOLIS S. V. – KENNETT J. P. 1971. által jellemzőnek ítélt jellegegyüttest KRINSLEY D. H. – MARGOLIS S. V. 1971., KRINSLEY D. H. – TAKAHASHI T. 1978. cikkeiben található jellegegyüttesekkel, kitűnik, hogy

- a szerzők nem használják azonos terminológiát,



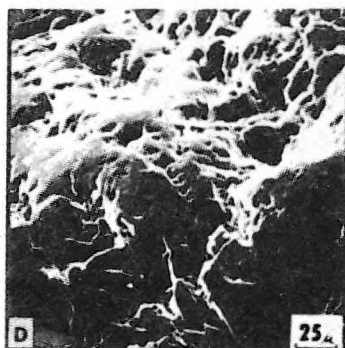
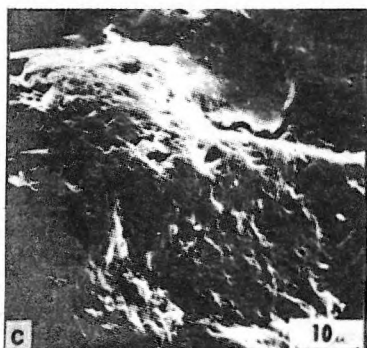
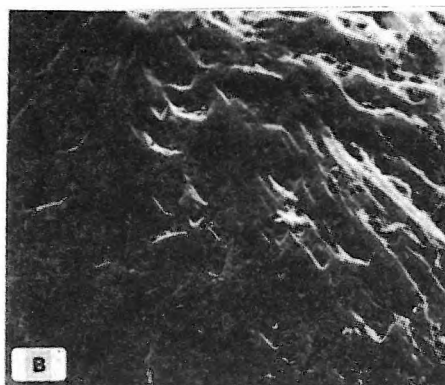
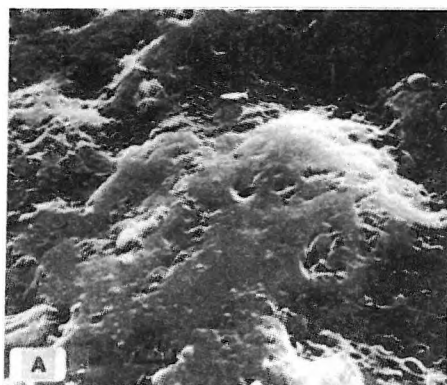
16. ábra. Glaciális környezetből származó kvarcsemcsék scanning elektronmikroszkópos felvétele (MARGOLIS S. V. – KENNETT J. P. 1971: A, B)

A. Éles, szögletes körvonalú nagyreliefű kvarcsemcse, középen síma, átalakulást nem szenvedett szemcsefelszín, nagy blokkos törésekkel és törési lépcsőkkel (alul), baloldalt orientált étetési nyomok; Antarktisz-környéki mélytengeri fúrás anyagából. B. Éles körvonal, nagy relief, íves és közel párhuzamos törési lépcsők (kétoldalt és a szemcse tetején); Antarktisz környéki mélytengeri fúrás anyagából

– nemcsak az egyes jelek relatív fontossága változik a különböző helyekről származó anyagokban, hanem a jellegegyütteseket elég nagy számban *eltérő* jelek alkotják (azaz különböző helyeken különböző jeleket és jellegegyütteseket lehet diagnosztikusnak tekinteni).

### 3.2.2. Különböző turbulenciájú vízi környezetekből származó kvarcsemcsék elektronmikroszkópos szemcsfelületi jellege

A vízi környezetekből származó szemcsékre a mechanikai hatásra kialakult *V-alakú bemélyedések*, az egyenes- hajlott rovátkák, és a glaciális eredetű szemcsékéhez képest kisebb relief a jellemző (MARGOLIS V. S. – KENNETT J. P. 1971.) (17. ábra).



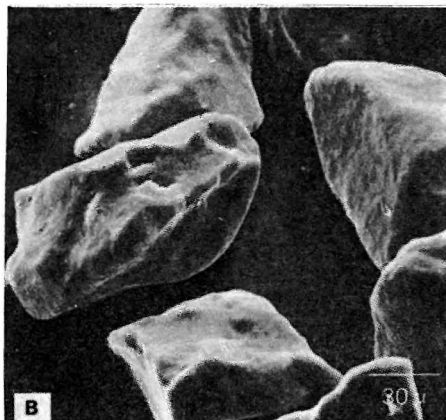
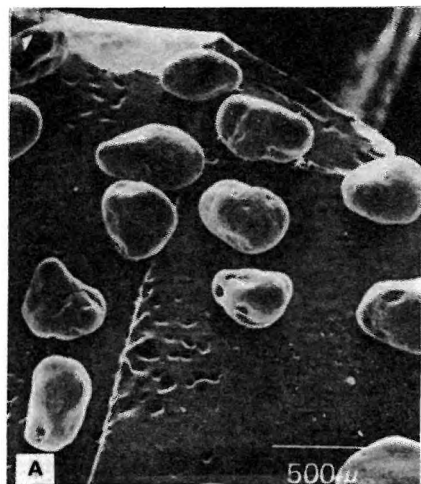
17. ábra. Turbulens vízi környezetekből származó kvarcsemcsék elektronmikroszkópos felvétele (MARGOLIS V. S. – KENNETT J. P. 1971: C, D, BAKER H. W. Jr. 1976: A, B)

A. Mechanikai hatásra létrejött V-alakú bemélyedések, Padre Island, Texas; B. Kémiai etetéssel, orientált V-alakú bemélyedések, Padre Island, Texas; C. Impakciós bemélyedések, kerekített körvonal, tengerparti homok, La Jolla, Calif., D. Nagyobb kerekített felületű törési blokkok felszínén található impakciós V-k, Antarktisz-környéki mélytengeri fúrás anyagából

*Folyóvízi homok* kvarcra általában az a jellemző, hogy kevés diagnosztikus jegy figyelhető meg, a megfigyelt jellegegyüttes – különböző helyekről származó minták esetén – igen különböző lehet, ami az „előélet” különböző voltát tükrözi.

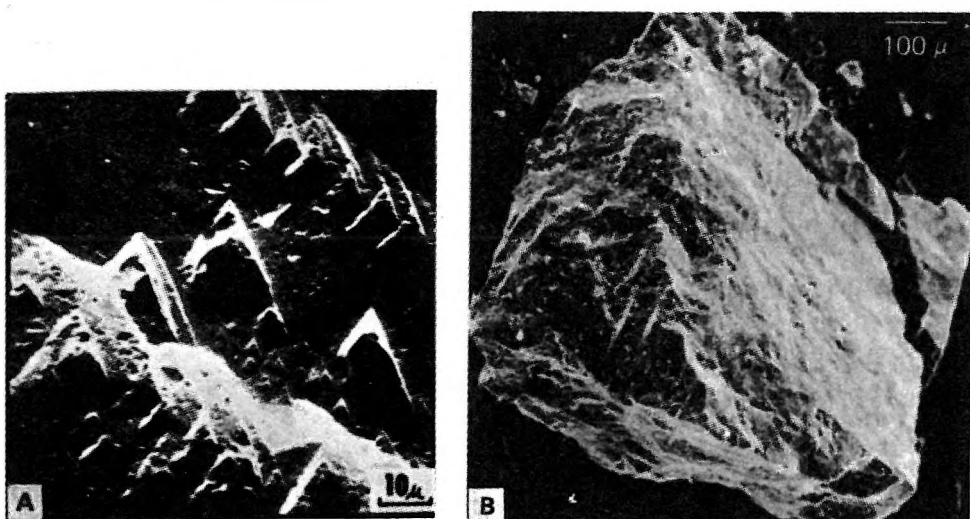
A *glacio-marin–fluvioglaciális homok* kvarcai a glaciális kvarcokhoz hasonlítanak, de nincs olyan éles szögletes körvonaluk és olyan nagy reliefük.

*Turbulens vízi környezetből* (pl. tengerpart) származó homokszemeken feltűnő,



18. ábra. Eolikus környezetből származó kvarcsemcsék elektronmikroszkópos felvétele (KRINSLEY D. H. – TAKAHASHI T. 1978; A, B; BAKER H. W. Jr. 1976: C, D.

A. Szélfújta homokszemcsék a Libiai sivatagból, sima és kerekített felszín, 400–500 μm < szemcsék; B. Előző mintából származó kvarcsemcsék <400–500 μm, (a különbség mind az alak, mind a felszíni szövet tekintetében szembeötlő); C. Polygonális törés szemcséfelületi mélyedésben (Padre Island, Texas); D. Ásványkicsapódási felszín (Padre Island, Texas)



19. ábra. Mállási és kémiaileg aktív környezetből származó kvarcsemcsék elektronmikroszkópos felvétele (MARGOLIS S. V. – KENNETT J. P. 1971: A, KRINSLEY D. M. – TAKAHASHI T. 1978: B)

A. Háromszög alakú, kristálytanilag orientált étetési nyomok (Panama City Beach, Florida, tengerparti homok), B. Gránit-regolitból származó homokszemcse, D-Dakota

hogy sok V-alakú bemélyedés van felületükön: a szemcsék körvonala kerekített, valamint a bemélyedések és rovátkák is szembetűnőek.

A V-alakú bemélyedések a szemcsék egymáshoz való ütdése során jönnek létre. MARGOLIS V. S. – KENNETT J. P. 1971. vizsgálták e jelleg *gyakoriságát* a szemcséfelületen. Úgy találták (és ezt kísérletileg is bizonyították), hogy az elméleti maximum  $7 \text{ db}/\mu^2$  a V-alakú bemélyedésekre. A különböző turbulenciájú vízi környezetekből származó anyagokon a mechanikai V-bemélyedések gyakorisága – ahogy az elméletileg is várható – változott. Legkisebb sűrűség a folyóvízi homokoknál fordult elő, ennél nagyobb volt a sűrűség a kis turbulenciájú tengerpartokon, legnagyobb pedig a közepes-nagy turbulenciájú litorális övben volt.

### 3.2.3. Eolikus környezetből származó kvarcsemcsék elektronmikroszkópos szemcséfelületi jellege

Az eolikus homokok esetében ajánlatos a 4–500  $\mu$ -nál *nagyobb* szemcseméretet kiválasztani a vizsgálat céljaira, e szemcsetartománytól kezd érvényesülni az abrazív jelleg.

A szemcséfelületre a kissé kerekített szegélyű tál-alakú bemélyedések (szélfújás hatására kiütött szemcsedarab helye), rendszertelenül elhelyezkedő síkok (upturned plates)

(kvarc mechanikai hatásra való hasadása következtében), valamint a kerekített körvonal jellemző (18. ábra).

A *forró sivatagok* homokjainál ehhez járul még a kicsapódási—oldódási jellegek kialakulása (KRINSLEY D. H. – TAKAHASHI T. 1978).

A 4–500  $\mu$ -nál kisebb szemek eltérő jellegűek. Körvonaluk nem kerek, inkább lapos vagy hosszúkás, tál-alakú bemélyedéseket felületükön nem találunk.

### 3.2.4. Diagenetikus és mállási jellegek a kvarcsczemcsfelületen

A mállási zónában és diagenetikus folyamatok hatására a szemcsfelületet különböző, sokszor igen erős kémiai hatások érik. Ennek eredményeként aszemcsfelületen elsősorban étetési jelenségeket (étetési lyukakat), túlnövekedést, lyukacosságot és kova-kiválásokat figyelhetünk meg. Leggyakoribbak az *orientáltan elhelyezkedő étetési lyukak* (19. ábra).

Ezek a diagenetikus—mállási jegyek átalakíthatják vagy teljesen elfedhetik a korábbi, mechanikus hatásra keletkezett jellegeket, így sokszor lehetelenné teszik értékesebb információ nyerését.

## 3.3. ÖSSZEFOGLALÁS

A szemcsfelületi jellegek vizsgálata mind kvarc, mind nehézasvány szemcséken többletinformációt adhat. Az eredmények értékelésénél azonban feltétlenül figyelembe kell venni egyéb szedimentológiai, esetleg faunisztikai bizonyítékokat, melyek megerősítik az elektronmikroszkópos vizsgálatokból levont következtetéseket.

#### 4. POROZITÁS-PERMEABILITÁS VIZSGÁLATOK ÉRTÉKELÉSE

Porozitással és permeabilitással kapcsolatos vizsgálatoknál világosan megkülönböztethető két megközelítésmód. Egyrészt a minták közlekedő porozitásának, permeabilitásának meghatározása gyakorlati szempontból szükséges (a vízáramlást vagy kőolaj-földgáz áramlást és -kitermelhetőséget szem előtt tartva). Másrészt a víz- és CH prognózisok elkészítéséhez (esetleg korrelációs feladatok megoldásához) a kérdéskör általánosabb, átfogóbb vizsgálatára van szükség. Természetesen ez a kétfajta cél eltérő vizsgálati fajtákat követel.

A permeabilitás és porozitás meghatározása a víz- és CH kutatási- és termelési szempontból a valóságos helyzet minél pontosabb megközelítését kívánja, részben laboratóriumi mérések, számítások, illetve egyéb módszerek (pl. geofizikai lyukszelvényezés) alapján. Ezzel kapcsolatosan – amennyiben igény van rá – be kellene vezetni a teljes porozitás vizsgálatok mellett (tömör kőzeteknél, paraffinozásos módszerrel) az effektív porozitás vizsgálatokat, valamint a permeabilitás műszeres mérését.

Főleg a CH-prognózisban (de a vízprognózisban is) fontos a *pórusvizsgálatok* elvégzése (pl. homokkövek polírozott felszínének elektronmikroszkópos vizsgálata, vékonycsiszoltos vizsgálatok, oldhatatlan anyagokkal való átitatás és azután a kőzet kioldása – megmarad a „pórustér”, stb.). Ezzel egyidejűleg a cementáció kérdéseinek megvizsgálására is súlyt kell fektetni részint leíró jellege miatt, részint a diagenetikus folyamatok elméleti vizsgálatának nézőpontjából.

A pórusvizsgálatok fajtáit, a pórusfajták genetikai osztályozását és eredetét SELLEY R. C. közelmúltban megjelent (1976): *An introduction to sedimentology* c. könyvének 2. fejezetében (*Partides and pores*) találhatjuk részletes irodalmi hivatkozásokkal.

A *porozitás-permeabilitás összefüggéseiről* részletesen ld.: PETTIJOHN F. J. – POTTER P. E. – SIEVER R. 1973. 93–97. old;

a *kompakcióval kapcsolatos kérdésekről* ld.: SELLEY R. C. 1976. 40–43. old., MOLNÁR B. 1981. 122–127. old.

A *cementációtípusokkal* kapcsolatban az utóbbi időben MOLNÁR B. 1981. adott rövid, tömör összefoglalást bőséges irodalmi hivatkozásokkal.



## 5. TALAJMECHANIKAI VIZSGÁLATOK ÉRTÉKELÉSE

A talajmechanikai vizsgálatok (összenyomhatósági-, folyási-, képlékenységi (sodrasi) határ meghatározás, plasztikus index, duzzadás—zsugorodás vizsgálat, kőzetek szétesése vízben, vízfelvevőképesség és telítési határ, kapilláris vízemelőkéesség meghatározás), célja, hogy műtárgy alapját képező terület közettani felépítését megismerje, terhelésre bekövetkező változásokat bizonyos fizikai tulajdonságok vizsgálata alapján előre meghatározzon.

Talajmechanikai vizsgálati eredményeket elsősorban építésföldtani térképsorozatok készítése során használnak fel, más vizsgálati eredményekkel együtt. Kifejezetten geológiai problémák megoldására ilyen vizsgálatokat nagyon ritkán alkalmaznak, habár az összegyűlt óriási adattömeg további kiértékelése értelmezési lehetőségeket rejt magában.



## 6. KARBONÁTTARTALOM-MEGHATÁROZÁSOK ÉRTÉKELÉSE ÉS FELHASZNÁLÁSA

### 6.1. KARBONÁTOK ÖSSZ- ÉS FAJTÁNKÉNTI MENNYISÉGÉNEK MEGHATÁROZÁSA ÉS AZ ADATOK FELHASZNÁLÁSI MÓDJAI

#### 6.1.1. A karbonátok összmennyiségének meghatározása

##### Oldási maradék vizsgálat

A vizsgálat eredményeként a 10%-os cc.-jú HCl-ban oldható ásványok teljes kioldódása utáni maradék %-os mennyiségét kapjuk a minta eredeti súlyához viszonyítva.

##### Egyéb vizsgálati módszerek

Az egyéb, ugyanerre a célra felhasználható vizsgálati módszerek közül első helyre a Scheibler-féle összkarbonát meghatározási módszer kívánkozik, mivel ennek közvetlen célja a karbonátok összmennyiségének meghatározása. A többi vizsgálat (titrálós, atomabszorpciós Ca–Mg meghatározás, röntgen- ill. termikus-elemzések) elsősorban a karbonátos ásványfázisok elkülönítésére, egymásközi arányuk megadására használatos, a karbonátok összmennyiségét csak „melléktermékként” szolgáltatja.

##### A felhasználás módjai

- kőzetnevezéktani besorolás céljaira (a leggyakoribb);
- karbonátos ásványok mennyiségének mérőszámaként;
- a karbonátásványok kioldása utáni ásványtani vizsgálatokra (pl. oldási maradék Rtg- és egyéb elemzése útján).

#### 6.1.2. A karbonátos ásványfázisok elkülönítése

##### Gazométeres kalcit-dolomit meghatározási módszer

Kisebb anyagmennyiségből főleg a karbonátos ásványfrakciók megközelítő %-os arányát adja tájékoztató jelleggel.

##### Titrlásos Ca–Mg meghatározási módszer

Az előbbi módszernél pontosabb, de több időt és fáradságot igénylő eljárás (ld. Módszertani Közl. II. köt. (1973) 19–22. old.). A műszeres analitika fejlődésével Intézetünkben is áttértek a Ca és Mg atomabszorpciós meghatározására karbonátos kőzetekből.

##### Röntgen- és termikus meghatározási módszerek

A karbonátásványok egymásközi százalékos arányát röntgen és termikus vizsgálatokkal is meg lehet határozni, ezekről a módszerekről részletes tájékoztatást a megjelenés alatt álló egyéb Módszertani Füzet-ek adnak.

### 6.1.3. A karbonáttartalom és a karbonátásványok minőségének vizsgálata különböző típusú üledékes kőzetek esetén

#### 6.1.3.1. Mészkövek—dolomitok vizsgálata

Mészkövek—dolomitok üledékföldtani vizsgálatában legnagyobb szerepe a vékonycsiszolatos vizsgálatoknak van, vékonycsiszolatban a szemcse nagyságot, szövetet, biogén törmelékek és fauna jelenlétét, átkristályosodását, diagenetikai változásokat lehet megfigyelni.

Ezeket a vizsgálatokat egészíti ki az *oldási maradék* vizsgálata.

##### 6.1.3.1.1. Az oldási maradék vizsgálata

Az oldási maradék vizsgálatának módszere viszonylag későn, az 1930-as években alakult ki, és akkor, valamint azóta is zömmel (kb. 3/4 részben) paleontológiai célokra használják. Itt, most a kőzettani célú vizsgálatokat foglaljuk össze.

Az oldási maradékot — dolomitok, mészkövek és márgák esetében — kova, kvarc, pirit, Si-házú szervezetek maradványai, homok-, kőzetliszt-, agyag-rögök és szemcsék alkotják. A gipsz, anhidrit, glaukonit, csillám, vasoxid-félék — és még több más ásvány — akcesszórikusak, bár ezek közül is néhány rétegazonosításra felhasználható.

Az oldási maradék jellemzőit rétegazonosításra, korrelációra, rétegtani egységek tagolására, valamint ősmaradványokban szegény vagy ősmaradványmentes karbonátos kőzetek leírására lehet felhasználni. Különösen hasznos az oldási maradék vizsgálata mélyfúrások furadékmintáinak elemzésekor, vagy más esetben, amikor a vékonycsiszolatos vizsgálatokat nélkülözni kell.

#### Az oldási maradék leírása

A leírásnál az ásványos elegyrészek színét, szövetét, átlátszóságát, kristályosodottsági fokát, ásványkioldódási üregek fajtáját, mennyiségét, szemcseméretet stb. célszerű felsorolni. Igen fontos a terminológia rögzítése, következetes alkalmazása, valamint az egységes szempontú leírási rendszer. A 3. táblázatban példaként IRELAND H. A. 1971. leírási rendszerét közöljük.

#### Az oldási maradék adatok ábrázolása

Általában szelvényben történik, színek, szimbólumok és színes felülnyomás alkalmazásával. A rétegoszlop mellett rendszerint az oldási maradék mennyiségét, amellelt — vagy az eredeti mintamennyiségben jelenlevő vagy az oldási maradékon belüli mennyiséget ábrázoljuk százalékosan.

#### 6.1.3.2. A márgás képződmények vizsgálata

A márgás képződmények üledékföldtani vizsgálatában az agyagásványok minőségi és mennyiségi vizsgálatának van nagy szerepe. Ásványkőzettani vizsgálatuk — az alkotó szemcsék kis mérete miatt — elsősorban röntgen- és termikus elemzéssel történik.

### 6.1.3.3. Homokok—homokkövek vizsgálata

A homokok—homokkövek vizsgálatában a hangsúly természetesen a törmelékes frakció jellemzésén van.

A homokok karbonáttartalmát — túl azon, hogy az üledék jellemzésére mint mérőszámot alkalmazhatjuk és kedvező körülmények között rétegazonosításra, korrelációra használhatjuk — diagenetikus kérdések eldöntéséhez és a leülepedési környezet vizsgálatára is ajánlható.

## 6.2. A TÖRMELÉKES ÜLEDÉKES KÖZETEK INORGANIKUS EREDETŰ KARBONÁTTARTALMA – ELMÉLETI ÖSSZEFOGLALÁS

Az üledékes kőzetek karbonáttartalma szerves és szervesetlen eredetű lehet, bekerülhet a terrigén szedimentációval egyidejűleg vagy kiválhat diagenetikus hatásra. Mivel a fő problémát a nem-szerves eredetű vagy a nem bizonyíthatóan szerves eredetű karbonátok jelenlétének és mennyiségének magyarázata jelenti, a 6.2. fejezetben, mely a tengeri környezetekben a karbonátos szedimentáció kérdéseivel foglalkozik — a fő hangsúlyt az inorganikus képződés lehetőségei helyeire és módjaira helyeztük. A 6.2. fejezetben a diagenetikus folyamatok általános ismertetése helyett csak a karbonátok korai és késői diagenetikus szakaszban való kiválásának kérdéseivel foglalkozunk.

### 6.2.1. A recens karbonátos tengeri üledékképződés főbb jellemzői\*

Mielőtt a legfontosabb három tengeri üledékképződési zóna (parti öv 50 m-ig; szublitórális öv 50—200 m-ig; mélytenger >200 m) karbonátos üledékképződésének legfontosabb jellemzőit ismertetnénk, szükséges a tenger, mint kémiai rendszer sajátosságainak rövid összefoglalása.

#### 6.2.1.1. A tenger, mint kémiai rendszer

##### A tengervíz fő alkotó elemei

A tengervízben 9 elem fordul elő nagyobb mennyiségben és alkotja az oldott anyag >99,9%-át: Na, Mg, Ca, K, Sr, Cl, S (főleg  $\text{SO}_4^{2-}$ -ként) Br és C (főleg  $\text{HCO}_3^-$  és  $\text{CO}_3^{2-}$  ion alakjában).

Az óceánvíz összetételének és az elemek arányának állandósága közismert tény. Az összetétel csak a tengerparton, a nagyobb folyók beömlésének helyén, a nagy biológiai aktivitású területeken és az egyes szervesetlen anyag-kiválással jellemzett területeken változik jelentősebb mértékben.

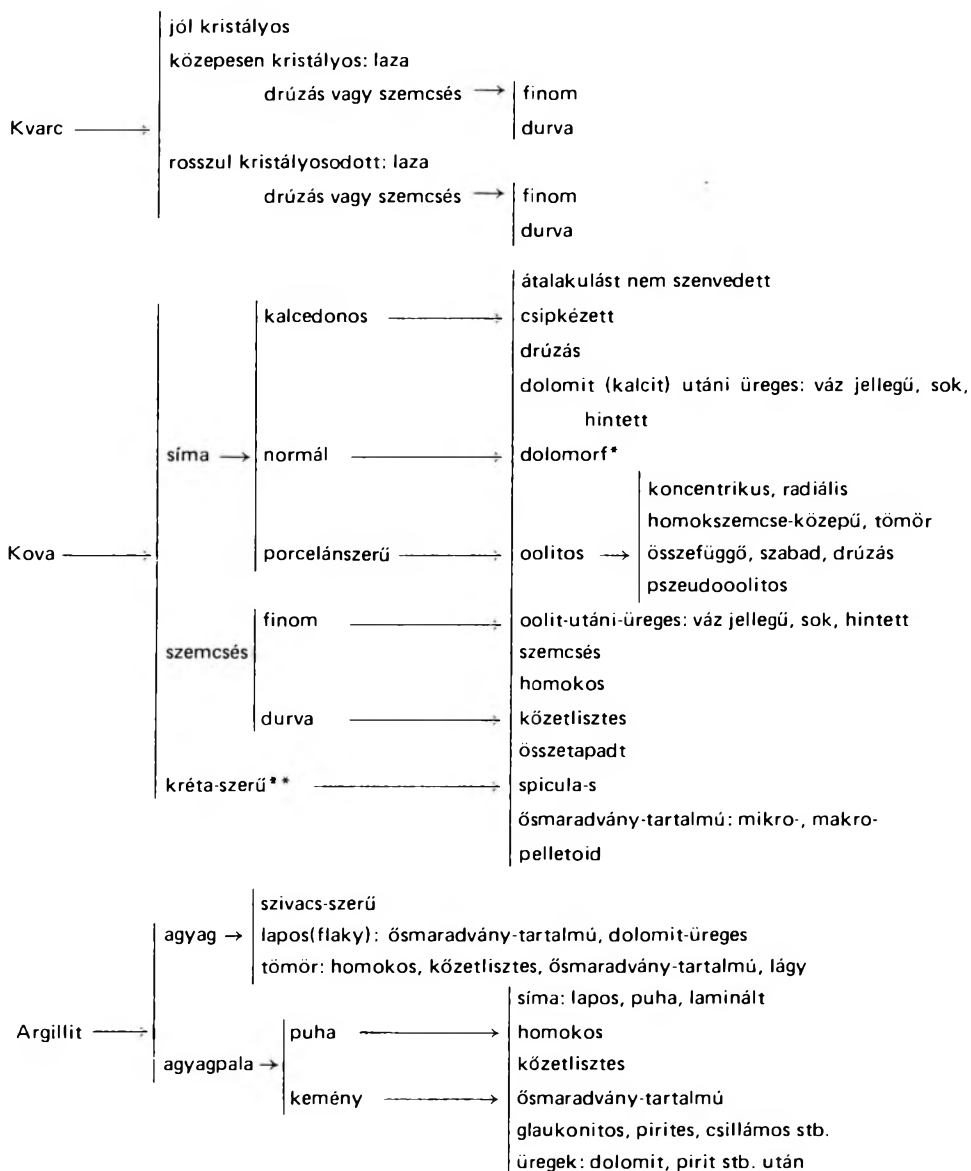
A fő kationokat és  $\text{HCO}_3^-$  formájában (az atmoszférából származó)  $\text{CO}_2$ -ot a teresztrikus erózió juttatja a tengervízbe.

\*A rövid összefoglalás MILLIMAN J. D. 1974: Marine Carbonates c. összefoglaló tanulmányának alapján készült

## Az oldási maradék részletes

(a vonalak bal oldalán feltüntetett elnevezések jobb oldalán található mindegyik kifejezéssel

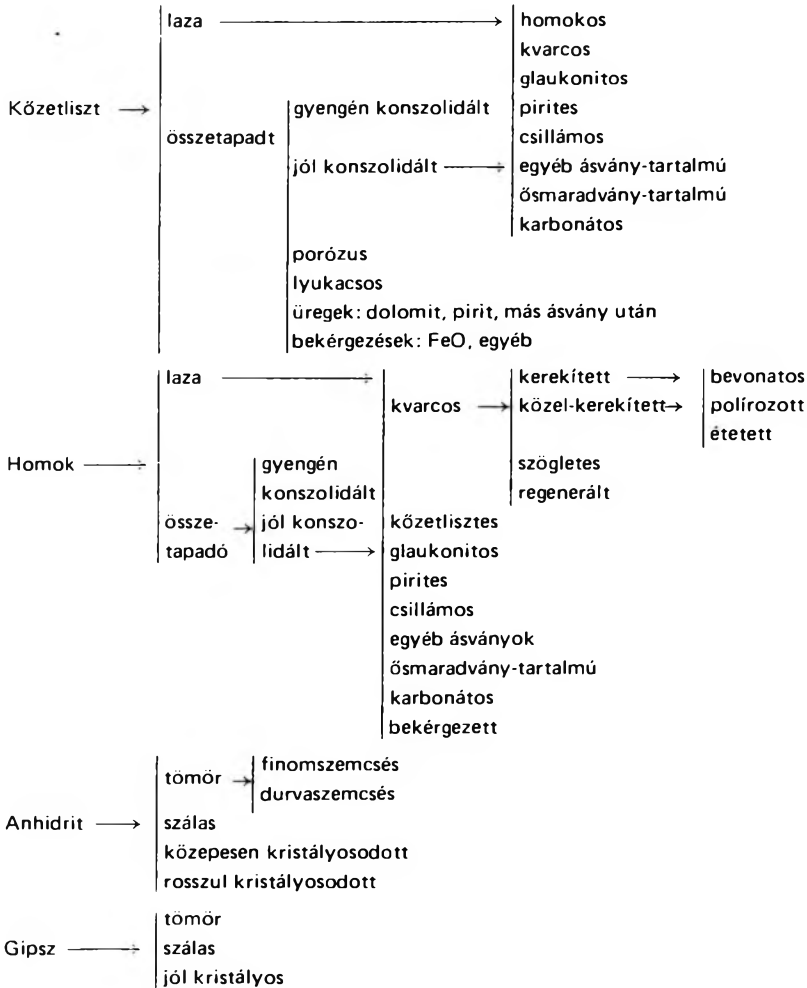
A kifejezések részletes definícióját ld. az angol eredetiben



## 3. táblázat

## leírásának folyamatábrája

értelmeszerűen a nyíl irányában haladva a vonalak együtt használhatóak) (IRELAND H. A. 1971.)



Akcessóriák: S. pirít, markazit, magnetit, hematit, limonit, biotit, muszkovit, klorit, földpát, barit, cölesztin, glaukonit stb.

\*Egyéb ásvány, ami dolomit kristályformáját veszi fel (helyettesítés után)

\*\*Egyetlen törési felszínű, amely általában sötét vagy földes megjelenésű, puha, közepesen kemény vagy kemény; finoman porózus is lehet, összetétele egységes; krétára vagy tripolittra emlékeztet

### Az óceán, mint egyensúlyi rendszer

A legtöbb kutató véleménye szerint az óceán stabil egyensúlyi állapotban van, ami – többek között azt is jelenti – hogy az évenként bekerülő anyagmennyiség közel egyenlő az évenként, szilárdanyagként a tengervízből kiváló anyagok mennyiségével.

Ismerve a tengervízben és a folyóvízben oldott anyagok koncentrációját, valamint az átlagos évi folyóvízi behordást ezen elemekre, felbecsülhető az oldott szilárd anyagok „tartózkodási ideje” az óceán vízben. (LIVINGSTONE D. A. 1963. és MacKENZIE F. T. – GARRELS R. M. 1966a adatai alapján in MILLIMAN J. D. 1974. 7. old.). A Si és a  $\text{HCO}_3^-$  pl. nagyon kis tartózkodási idővel rendelkezik ( $10^4$ – $10^5$  év), míg a  $\text{Na}^+$  és  $\text{Cl}^-$  nagyon hosszú „tartózkodási idő”-vel ( $10^7$ – $10^8$  év) jellemezhető.

### A $\text{CO}_2$ -rendszer és a $\text{CO}_2$ –Si rendszer összefüggése az óceánokban

Ismert összefüggés, hogy a  $\text{CO}_2$  mennyisége a tengervízben – az oldódás következtében – jóval nagyobb a többi atmoszférikus gázhoz viszonyítva, mint a levegőben.

Nyugodt vízben a gáz- $\text{CO}_2$  diffúziója a tengervízbe relatíve lassú, emiatt lassú hidratációja is (KERN D. M. 1960). A  $\text{CO}_2$ -felvétel turbulens vízben nagyobb.

WEYL P. K. 1958. kísérletei szerint nem kevertetett vízben 210 perc szükséges ahhoz, hogy az atmoszférával való egyensúly beálljon, míg kevertetett vízminta esetén csak 0,8 perc szükséges.

Ebből következik, hogy a viharos sarki tengerek hozzák az oldott  $\text{CO}_2$  nagy részét az óceánok vizébe, mert vizük hideg és turbulens (BROECKER W. S. et al. 1960). A  $\text{H}_2\text{CO}_3$  a vízben disszociál, melynek mértékét a következő egyenletek írják le megközelítőleg:

$$K_1 = \frac{a_{\text{H}^+} \cdot [\text{HCO}_3^-]}{a_{\text{H}_2\text{CO}_3}}$$

$$K_2 = \frac{a_{\text{H}^+} \cdot [\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]}$$

ahol  $K_1$ ,  $K_2$  = disszociációs együtthatók

$a$  = aktivitási együtthatók

[ ] = ionok koncentrációja

előbbi disszociációs egyenleteink átrendezhetőek a

$$\text{pH} = \text{p}K_1 + \log \frac{[\text{CO}_3^{2-}]}{a_{\text{H}_2\text{CO}_3}} \qquad \text{p}K_1 = -\log K_1$$

$$\text{pH} = \text{p}K_2 + \log \frac{[\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]} \qquad \text{p}K_2 = -\log K_2$$

A tengervíz pH-ja tehát függ a  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$  és  $\text{CO}_3^{2-}$  ionok koncentrációjától (ill. aktivitásától).

A tengervíz a különböző karbonátionok gyors disszociációja miatt *pufferolt rendszer*.

A 70-es évek elejére több kutató jutott arra a felismerésre, hogy a tengervízben a *pufferkapacitás inkább a Si-rendszerrel mutat összefüggést*. (SILLÉN L. G. 1961, 1967,

GARRELS R. M. 1965, MACKENZIE F. T. – GARRELS R. M. 1966a, b). A reakció úgy írható fel:



MACKENZIE F. T. és GARRELS R. M. (1966a, b) szerint ez a „fordított mállás” akadályozza meg az alkáliák akkumulálódását, szabályozza a folyók által behordott nagymennyiségű  $\text{HCO}_3^-$  és  $\text{SiO}_2$  beáramlását, és az atmoszférikus  $\text{CO}_2$ -egyensúlyt.

*Összefoglalásként* megállapítható, hogy a Si-rendszer valószínűleg az óceánvízben a hosszútávú egyensúly fenntartásában, míg  $\text{CO}_2$ -rendszer a rövidebb távú pH-változásokban játszik döntő szerepet (PYTKOWICZ R. M. 1965).

#### A $\text{CO}_2$ -rendszerre ható tényezők a tengervízben

Az óceánban a  $\text{CO}_2$ -rendszer 5 fő paraméter változásaitól függ:

- hőmérséklet;
- nyomás;
- sótartalom;
- biológiai aktivitás;
- karbonátkiválás (vagy oldódás).

#### *A hőmérséklet befolyásoló hatása*

*Növekvő hőmérséklet esetén* a  $\text{CO}_2$  oldódása csökken, növekszik viszont a különböző  $\text{CO}_3$ -ionfajták disszociációs sebessége; nyílt rendszerben, ahol a  $\text{CO}_2$  eltávozhat, növeli a pH-t, zárt rendszerben (pl. mélytenger) csökkenti a pH-t, aminek következtében a  $K_1$  és  $K_2$  együtthatók növekszenek, ami további disszociációt okoz.

#### *A nyomás hatása*

A növekvő nyomás fokozza a  $\text{CO}_2$  oldódását.

#### *A sótartalom hatása*

A sótartalommal a  $\text{HCO}_3^-$  és  $\text{CO}_3^{2-}$  oldhatósága egyenesen, a  $\text{CO}_2$ -é és  $\text{H}_2\text{CO}_3$ -é fordítottan arányos.

*A biológiai aktivitás hatása* a legfontosabb az említett tényezők között



Fotoszintézis esetén a  $\text{CO}_2$  parciális nyomása csökken, a pH nő, légzéskor fordítva. Ezek a változások a sekély vizekben napi és évszakos ciklusosságot mutatnak. *A sekély vizekben* a pH általában 7,5 és 8,5 közötti, de 6 és 11 között is változhat (REVELLE R. – EMERY K. O. 1957.).

*A mélyebb afotikus övekben* 300–600 m között nagy az  $\text{O}_2$ -felhasználás (légzésre és az elpusztult szerves anyag oxidációjára), a  $\text{CO}_2$ -koncentráció magas a fotoszintézis hiánya miatt.

## A $\text{CaCO}_3$ a tengervízben

Vizes oldatra vonatkoztatva, termodinamikai megfontolások alapján kiszámítható, hogy az óceánok vize  $\text{CaCO}_3$ -ra nézve egész tömegében túltelített, azaz mindenhol  $\text{CaCO}_3$ -nak kellene kiválnia. A „hiba” a számításokban az, hogy a tengervízben jelenlevő egyéb ionok (elsősorban a  $\text{SO}_4^{2-}$  és  $\text{Mg}^{2+}$ ) hatásával is számolni kell. (GARRELS R. M. – THOMPSON M. C. 1962.). A csökkentett értékek már arra utalnak, hogy a *meleg-égővi felszíni vizek* túltelítettek kalcitra és aragonitra is, és – mivel a  $\text{CaCO}_3$  oldhatósága növekszik a mélységgel (nyomással), a csökkenő hőmérséklettel és pH-val – az óceáni vizek döntő többsége nem éri el a telítettséget egyik polimorf  $\text{CaCO}_3$  módosulatra sem.

A polimorf módosulatok közül a kalcit a stabil, ez tehát, ami hosszú időn át fennmarad, mégis – a megfigyelések tanúbizonysága szerint – inorganikusan a tengervízből az aragonit válik ki (ld. legutóbb REVELLE R. – FAIRBRIDGE R. W. 1957.). Sok kation jelenléte gátolja a kalcit képződését: Cu, Zn, Ni, Mn és Mg (csökkenő fontossági sorrendben (KITANO Y. et al. 1969.)). Ezek közül bár a Mg gátolja legkevésbé a kalcit kristályosodását, de legnagyobb koncentrációban van jelen, így leginkább kifejti hatását. Az aragonit kristályosodását a Mg nem zavarja.

A Sr, Pb jelenléte, valamint a magasabb hőmérséklet és magasabb pH kedvez az aragonit-kicsapódásnak.

Sokáig úgy tartották, hogy a Mg gátló hatása miatt, eleve kizárja a kalcit kiválását a tengervízből. Kísérleti adatok szerint a 10–15 mól%  $\text{MgCO}_3$ -ot tartalmazó kalcitok oldódása az aragonithoz egészen hasonló. A Mg-kalcitok túlsúlya lutitokban és cementáló anyagokban arra utal, hogy a Mg-kalcit inorganikusan is kiválhat. A különböző mennyiségben  $\text{MgCO}_3$ -ot tartalmazó kalcitok létrejöttének törvényszerűségeit napjainkig igen sok kutató vizsgálta (LUCAS G. 1948, BROOKS R. et al. 1950, BARON G. – PESNEAU M. 1956, KITANO Y. – KANAMORI N. 1966, GLOVER E. D. – SIPPEL R. F. 1967, CONRAD E. H. 1968, BISCHOFF J. L. 1968b, KITANO Y. et al. 1969, KINSMAN D. J. J. – HOLLAND H. D. 1969, TARUTANI T. et al. 1969, TOWE K. M. – MALONE P. G. 1970).

### 6.2.1.2. A tengeri karbonátos üledékképződés

#### 6.2.1.2.1. Bevezetés

Karbonátos és karbonáttartalmú üledékek képződése a világoceánok minden részén előfordul. A létrejött üledékanyag közettani és összetételi jellemzői a leülepedési környezettől függenek. A karbonátos üledékképződést több környezeti tényező befolyásolja: a hőmérséklet, a fényviszonyok, a sótartalom, a nyomás, a vízmélység. E tényezők közül a vízmélység és a hőmérséklet hatása a legfontosabb.

A vízmélység szempontjából három övezetet különíthetünk el az óceánban:

1. parti–partszegélyi öv 50 m vízmélységig
2. szublitorális öv 50–200 m vízmélységig
3. mélytenger >200 m vízmélység.

Az egyes óceáni övek karbonátos üledékképződési jellemzőinek rövid összefoglalása előtt térjünk ki az üledéket felépítő karbonátos szemcsék fajtáinak és eredetének ismertetésére.

A recens üledékekben található karbonátos szemcsék fajtái és eredete

Az üledékekben előforduló karbonátos részecskék szerves és szervesetlen eredetűek lehetnek. Néhány karbonátfajta (pl. oolit) szerves vagy szervesetlen képződése vitatott lévén, többek között ILLING L. V. 1954-ben azt javasolta, hogy váz (skeletal) illetve nem-váz (non skeletal) eredetű összetevőket különböztessünk meg. Így módon nem-váz jellegűek azok a karbonátos részecskék, amelyekben nem mutatható ki, hogy valamely szervezet házát vagy vázát alkotta. Ez nem jelenti szükségszerűen azt, hogy nem is volt váz része az illető szemcsé, sem pedig azt, hogy szervesetlen keletkezésű; a „nem váz jellegű” elnevezés csak azt jelenti, hogy a szemcsé jelenlegi állapotában nem bizonyítható váz-eredete.

*A nem-váz jellegű karbonátos komponensek a következők:*

litoklasztok,  
pelletoidok,  
oidok,  
aggregátumok és kriptokristályos rögök.

*Litoklasztok* törmelékes eredetű mészkőszemcsék (FOLK R. L. 1959.), melyek viszonylag közeli felszíni vagy vízalatti kibúvásból származnak.

*Pelletoidok* olyan kerek, megnyúlt vagy hengeres karbonátos szemcsék, melyek irányítottság nélküli vagy kriptokristályos szemcsés szövetet mutatnak. Biogén eredetűek.

Sok pelletoid fordul elő korallszirtek és lagunáik karbonáthomok és -iszapjában, az árapályöv alatti zónában, valamint az árapályöv alsó részében az alacsony energiájú tengerpartokon. (Gyakoriak a mélytengerben is, de ott nem fosszilizálódnak.)

*Oidok* „Az ooid olyan szemcsé, mely egy vagy több, valamilyen kristályosodási mag (nukleus) körül kivált lemezkéből (lamellából) áll, és amelyben a lemezeket alkotó kristályoknak a szemcsé felületéhez viszonyítva szisztematikus kristálytani orientációt kell mutatniuk” (NEWELL N. D. et al. 1960.). Az oolit ooidokból felépült üledék. A modern ooidos üledékek a trópusi – szubtrópusi, 2 m-nél általában sekélyebb (max. 10 m-ig) erősen mozgatott tengervízben fordulnak elő.

*Aggregátumok és kriptokristályos rögök.* Az aggregátumok olyan szemcsék, melyekben kettő vagy több karbonátos törmelék kriptokristályos matrix anyaggal van cementálva. A matrix mennyisége az aggregátumok esetében <50%, a kriptokristályos rögök esetében >50% (elsőként ILLING L. V. 1954. foglalkozott ezekkel a képződményekkel).

Az aggregátumok és kriptokristályos rögök homokos üledékekben fordulnak elő általában, de képződési helyük az oolitokénál kisebb áramlási és hullámzási energiájú tengervíz.

*A nem-váz jellegű karbonátos részecskék összetételéről* igen sok adattal rendelkezünk (részletesen ld.: MILLIMAN J. D. 1974. 46–47. oldal). Legfontosabb kiemelni azt, hogy kémiai és ásványtani összetételük igen hasonló. Legtöbbjük kriptokristályos

aragonit cementet tartalmaz. A szerves anyag általában a cementben vagy az egyes laminák mentén található. A fő különbség tehát a nem-váz jellegű karbonátos részecskéknél az alakban, az alkotó aragonit-tük elrendeződésében és a matrix relatív jelentőségében van.

#### A nem-váz jellegű karbonátos részecskék eredete

E részecskék nagyfokú összetételi hasonlósága közös eredetre utal, míg a közettani különbségek a létrejött cementált szemcse típusának környezet-függését bizonyítják. Bár a részecskék keletkezése nem ismert, (a képződési elméleteket részletesen ld.: MILLIMAN J. D. 1974. 48–50. old.), biokémiai folyamatok közrejátszása valószínű. Az a tény, hogy az ooidok, pelletoidok és aggregátumok bizonyos üledékképződési környezetre korlátozódnak, – a kiválás pusztán inorganikus jellegére utalhat (MILLIMAN J. D. 1974. 50. old.).

*Mivel e fejezetben elsősorban a szerves karbonátképződés törvényszerűségeit szeretnénk összefoglalni, a váz-jellegű (biztosan biogén eredetű) karbonátos részecskék fajtáinak felsorolására és ismertetésére nem térünk ki.*

#### 6.2.1.2.2. A karbonátos üledékképződés a sekélytengeri övben

A gyors sekélyvízi karbonátos szedimentáció főleg a trópusi és szubtrópusi klímán fordul elő. Ennek egyik fő oka, hogy a zátonyépítő korallok és a meszes zöldalgák – melyek a fő karbonát-kiválasztó szervezetek – a meleg klímán képesek megélni. Ezen kívül a nem-váz jellegű karbonátos részecskék létrejöttek is jobban kedvez a meleg klíma.

A trópusi és szubtrópusi klímán a karbonátos szedimentáció fő szinterei a korallzátonyok, (alárendelten a vermetid, szerpulid- és Ostrea-zátonyok). Mivel a recens óceáni karbonát üledékek közül a feltehetően szerves eredetűek ismertetését tűztük ki célul, a korallzátony környezetegyüttesben létrejövő üledékek körül csak a zátony- és egyéb, trópusi lagunák karbonátos iszapjának keletkezési kérdéseivel foglalkozunk.

A zátonylagunák, egyéb trópusi lagunák és partszegélyek karbonátos iszapjának eredete

Laguna – a karbonát-szedimentológiában – olyan sekélytengeri környezet, melyet legalább egy oldalról topográfiai magaslat határol. Ez a magaslat lehet korallzátony, de kiemelkedő szárazföld is (ld.: pl. Florida-öböl). Hidrográfiai szempontból a lagunák normál-sóság, csökkentsóvízűek és túlsóság lehetnek. Az esetleges szerves és nem-váz eredetű karbonátos szedimentáció szempontjából a hipersalin lagunák és partközeli területek jönnek számításba. (A normál-sóság és csökkentsóvízű lagunákban túlnyomórészt biogén eredetű karbonátos szedimentáció folyik, ezen belül az összetételt a vízáramlás jellege és a kemény vagy lágy aljzat befolyásolja.) A sekélyvízű lagunák közül legjobban a Great Bahama Bank viszonyai ismertek (az itt található nagymennyiségű aragonitos iszap keletkezésére vonatkozó elméleteket, valamint más sekélytengeri lagunák karbonátos szedimentációjának jellemzőit MILLIMAN J. D. 1974. 187–191. old. ismerteti).

*Összefoglalóan elmondható, hogy a sekélytengeri karbonátiszapok eredete többféle lehet:*

- |  |   |
|--|---|
| a) összezúzott váz,                              | c) oldatból kivált $\text{CaCO}_3$ ,      |
| b) dezintegrálódott <i>Codiaceae</i> zöld algák, | d) bakteriálisan kivált $\text{CaCO}_3$ . |

A legtöbb laguna-karbonát biogén eredetű. Magas Sr-tartalmú aragonit szap (pl. Floridai-öböl) *Codiaceae* algákból való eredetre utal (esetleg, más területen, pl. az Alacran-zátony esetében vörös algák is előfordulhatnak ilyen szerepkörben). Azokon a területeken, ahol a *Codiaceae* nem általános elterjedésű, a karbonát főleg molluszkák és foraminiferák széttört vázaiból ered (ld.: pl. Brit Honduras).

*Inorganikus kiválás* hiperszalin környezetekben fordul elő (Perzsa-öböl, Coorong, D-Ausztrália), amely közvetlen és katalitikus bakteriális hatásra kivált karbonát lehet. Az inorganikus kiválás ezeken a területeken elméletileg lehetséges, a kiválás pontos mechanizmusa nem ismert (MILLIMAN J. D. 1974. 191. old.).

### Nem-trópusi sekélyvízi karbonátos üledékek

Sok geológus és oceanográfus véli úgy, hogy a mérsékelt és sarki övezetek a törmelékes üledékképződés szinterei. Ez a nézet azonban csak nagy vonásokban igaz. A karbonátos és terrigén üledékképződés közötti arányokat a terrigén anyag beáramlási mennyisége, az áramlási viszonyok, a nagyobb biológiai produktivitást elősegítő viszonyok befolyásolják; így nem meglepő, hogy a 44–59° északi szélesség között is szép számmal akadnak karbonátokban gazdag (>90% is előfordul, pl. Skócia partjainál) sekélyvízi üledékek. (Ugyanakkor az Egyesült Államok K-i partjainál, Cape Hatterastól É-ra az üledékek  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 1% körüli.)

Általánosságban elmondható, hogy ezek az üledékek homok (alárendelten kavics) szemcsenagyságúak; a korallok és zöldalgák hiányában főleg molluszkák, kacslábú rákok és *Corallinaceae* algák teszik ki a karbonátos frakciót.

Fontos a hideg víz karbonátoldó hatását figyelembe venni a nagy földrajzi szélességeken, pl. Új anglia partjainál az üledékek  $\text{CaCO}_3$ -tartalma alacsony, annak ellenére, hogy a biológiai produktivitás nagy (nagy egyedszámban élnek *Mytilus*-ok és *Amphiroa* vörös algák), és a terrigén anyag behordódás sem nagy. Ez valószínűleg a  $\text{CaCO}_3$  hideg vízben való nagyobb oldódásának következménye. (Ehhez hozzájárul az üledékevő organizmusok karbonát-részeket aprító hatása és a mechanikai összetöredezés is, mely a létrejövő kisebb szemcseméret miatt az oldódásnak kedvez /ALEXANDERSSON T. 1972a, b/.)

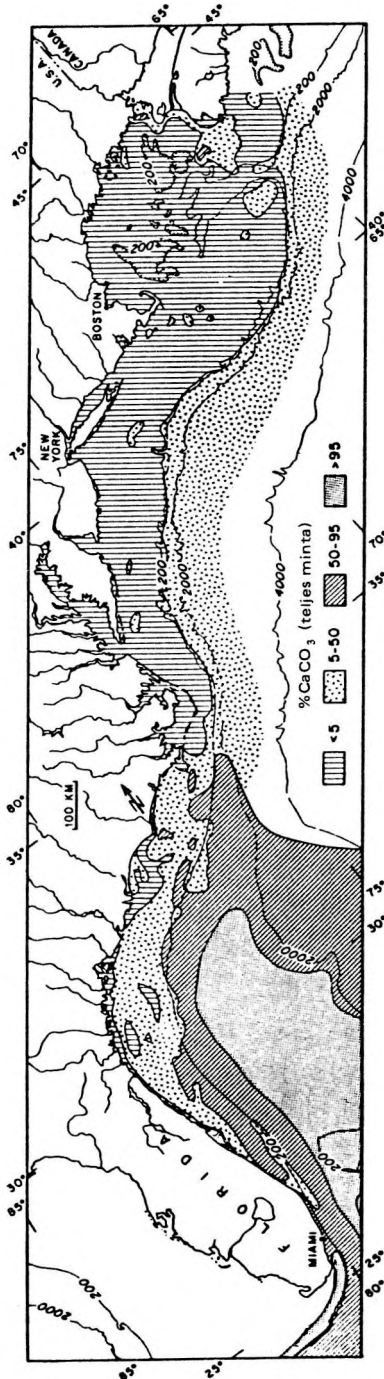
Nagyobb földrajzi szélességeken előforduló karbonátok gazdagabbak kalcitban (aragonitban szegényebbek) a trópusi megfelelőikhez képest (HOSKIN C. M. – NELSON R. V. Jr. 1969.).

Ez abból adódik, hogy hiányzik sok aragonit vázú szervezet, valamint a kalcit-aragonit kevert vázanyagú szervezeteknél is a hidegebb vízben relatíve a kalcit felé tolódik az egyensúly.

A Mg-kalcitok fontosak a hidegvízi karbonát üledékekben is, bár a hidegvízi kalcitban kevesebb a  $\text{MgCO}_3$ .

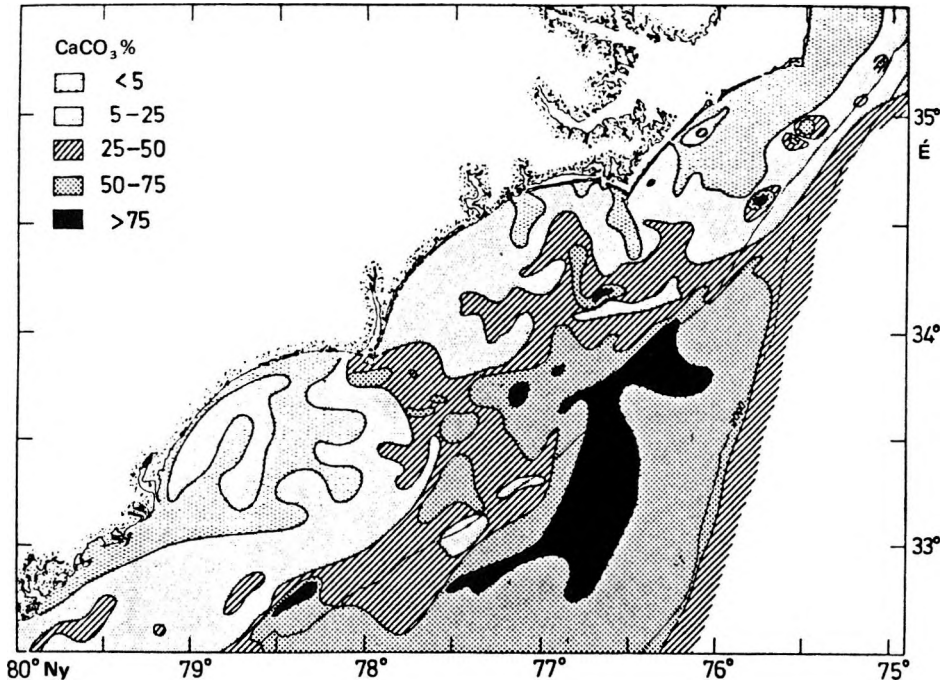
#### 6.2.1.2.3. A karbonátos üledékképződés a szublitorális övben

A  $\text{CaCO}_3$  eloszlása a kontinentális selfeken – az elosztási térképeket vizsgálva – nem egyenletes, a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom D-i irányban, a hőmérséklet emelkedésével növekszik (20. ábra). Ha megvizsgáljuk a törmelékes üledékbeáramlás mennyiségét is, az az össze-



20. ábra. A felszíni üledékek  $\text{CaCO}_3$  tartalma az USA keleti kontinentális shelfén és a kontinentális lejtőn (MILLIMAN J. D. et al. 1972)  
(In: MILLIMAN J. D. 1974)

függés adódik, hogy a karbonáttartalom mennyiségét *elsősorban* a hozzákeveredett terrigén anyag mennyisége (21. ábra) *másodsorban* a vízhőmérséklet szabja meg. Ebből az a tendencia is következik, hogy a selfen a nyílt óceán felé a karbonátok mennyiségének növekednie kell, mert oda kevesebb terrigén anyag jut be.



21. ábra. A  $\text{CaCO}_3$  eloszlása az É-Carolinai (USA) kontinentális selfjén elhelyezkedő három „öböl”-ben (MILLIMAN J. D. et al. 1968)

A kontinentális selfek karbonátos üledékei főleg homokszem nagyságúak. A kavics szemcsenagyság tartományban a molluszkahéjtörmelékek és mészkőtörmelék uralkodik, míg a kőzetliszt és agyag tartományban a nagyobb szemcsék biomechanikai degradációjának termékeit találjuk (MOLNIA B. F. — PILKEY O. H. 1972.), valamint szivacsstüket és Coccolithokat.

A *belső self üledékeire* — a nagy üledékbeáramlás és a viszonylag kis vízáramlás miatt — a relatíve finomszemcsés, kis karbonáttartalmú üledékek képződése a jellemző. A karbonáttermelő organizmusok közül az üledék-filtrálók (pl. kagylók) és az üledékevők (tüskésbőrűek) jelentősek, melyekhez — az iszaposabb területeken — bentosz foraminiferák társulnak.

A *külső self üledékeire* általában az jellemző, hogy a karbonáttermelő organizmusoknál a bentosz-foraminiferák helyét a plankton-foraminiferák foglalják el. A kisebb terrigén-anyag beáramlás következtében általában nagyobb a karbonáttartalom és változa-

tosabb a különböző karbonát-komponensek elterjedése. A fő karbonáttermelők a bryozóák, kacs lábú rákok, szivacsok, zsákállatok (Tunicates) és korallok.

Igen érdekes képződmények a külső selfeken az algazátanyok.

*Selfoolitok.* Selfoolitok sok külső selfen és a kontinentális lejtő felső részén is előfordulnak. Ismerve recens képződésük körülményeit (<2 m vízmélység, meleg, mozgatott tengervíz, NEWELL N. D. et al. 1960.) valószínűsíthető, hogy ezek az oolitok relikv jellegűek. Ez a kérdés a selfkarbonátok képződési korának kérdésével is összefügg. A képződési kor tekintetében elég szélsőséges adatok ismertek (pl. miocén áthalmazott fossziliák Georges Bank-nél (STANLEY D. J. et al. 1967.)). Mindazonáltal a *legtöbb selfkarbonát holocén korú*. A modern selfkarbonátok *kevert jellegűek*, azaz modern (szublitorális bentosz és plankton) komponensekből és késő-pleisztocén–holocén (általában árapályövi) komponensekből tevődnek össze. Néhány komponens (pl. sekélyvízi Foraminiferák, oolitok) tisztán relikv jellegűt mutatnak. A kevert jelleg kimutatása néha – hosszú geológiai időt át azonos organizmusokból származó héjtöredékek esetén – igen nehéz.

#### 6.2.1.2.4. A karbonátos üledékképződés a mélytengerekben

A mélytengerekben a karbonátok elterjedését 3 fő tényező: a karbonáttermelés, a terrigén szedimentáció és a tengervíz telítettsége  $\text{CaCO}_3$ -ra – határozza meg.

A *karbonáttermelés* az óceánok felszíni vizeiben jelentős, a legnagyobb a feláramlásos területeken (pl. egyenlítői feláramlásos zónában) és a nagy óceáni áramlási rendszerek (ld.: Golf-áram) nagyobb irányváltozását környező területeken.

A *terrigen anyag beáramlásának* szerepe kissé ellentmondásos. A nagy folyótorkolatoknál sok terrigen anyag kerül be, de ugyanakkor a karbonátos üledékképződés is nagy a sivatagokat övező tengerrészek kisebb biológiai aktivitású területeinek karbonátos üledékképződéséhez képest.

A *telítettségi viszonyokat* vizsgálva megállapítást nyert, hogy az óceánok vízének csak a *felső régiói* vannak mind kalcitra mind aragonitra túltelítve (ld.: LI Y. H. et al. 1969 többek között). Bizonyos mélységben – a *kompensációs szintben* – az oldódás a kicsapódással (PYTKOVICZ R. M. 1970.). E mélység alatt csak oldódás fordul elő. A karbonátok mélyvízi oldódásának oka a megnövekedett hidrosztatikai nyomás, az egyre alacsonyabb hőmérséklet, a  $\text{CO}_2$  mennyiségének növekedése a szerves anyag bomlása és a fotoszintézis hiánya miatt, valamint az oldódás függ a karbonátásvány típusától is. A mélyvizekben a nagyobb  $\text{CO}_2$ -tartalom miatt (zárt rendszer lévén nem tud elszabadulni a  $\text{CO}_2$ ) kis pH (és nagy alkalinitás) fordul elő, amit elsősorban az  $\text{O}_2$  felhasználás mértéke szab meg (PARK K. 1968.).

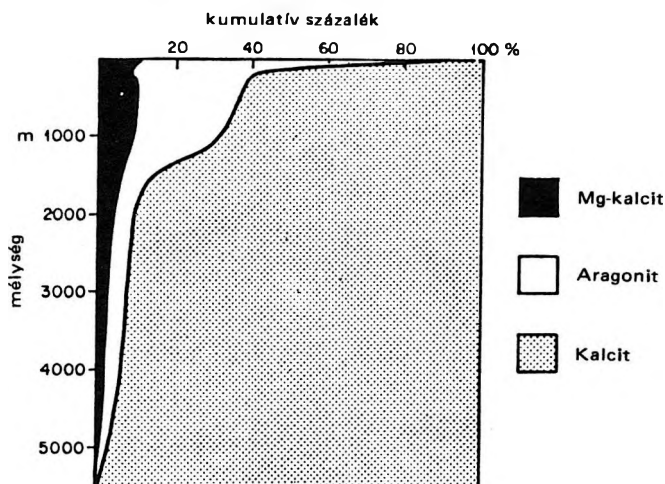
A *kompensációs szint mélysége* a világóceánokban igen változó, ami arra utal, hogy nem elsősorban a nyomás, hanem a  $\text{CO}_2$  mennyisége és a hőmérséklet a kritikus tényező (REVELLE R. 1934.).

Az *arktikus és antarktikus vizekben* a korábban is említett nagy  $\text{CO}_2$ -tartalom miatt a kompensációs szint 400 m (KENNETT J. P. 1966., CHEN C. 1966.). A *Csendes-óceánban* az egyenlítői részeken a kompensációs mélység 500 m-ben van, 3700 m-ig

a lassú oldódás, az alatt gyors oldódás övezete van. Az É-i Pacifikumban – vízáramlási törvényszerűségek miatt – a kompenzációs mélység még sekélyebb.

Az Atlanti-óceánban egészen más a helyzet, ott egészen 5000 m-es vízmélységig telített a víz  $\text{CaCO}_3$ -ra (kalcitra) nézve (LI Y. H. et al. 1969.).

A 22. ábrán a vízmélység függvényében a különböző  $\text{CaCO}_3$  polimorf változatok megoszlását láthatjuk az óceáni üledékekben.



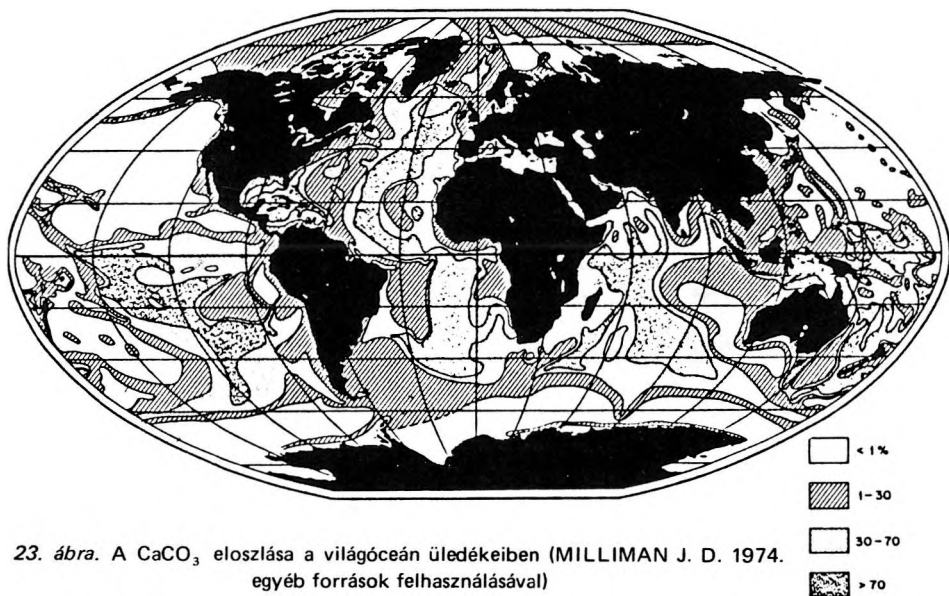
22. ábra. A  $\text{CaCO}_3$  polimorf változatainak eloszlása az óceáni üledékekben a vízmélység függvényében (PILKEY O. H. – BLACKWELDER B. W. 1968 után) (In: MILLIMAN J. D. 1974)

A mélytengeri adatok főleg az Atlanti-óceán területéről származnak. A Csendes-óceáni üledékek sekélyebb eloszlást mutatnak, míg a félig zárt tengermedencék (Vörös-tenger, Földközi-tenger K-i része) a karbonátos ásványfázisok ettől egészen eltérő eloszlását mutatják

Legújabb vizsgálatok szerint a  $\text{CaCO}_3$  mélyvízi oldódását a karbonátrészekre tapadt *szervesanyag szennyeződés erősen gátolja* (ld.: pl. CHAVE K. E. – SUESS E. 1970.), valamint az oldódás a szemcsemérettől is függ (CHAVE K. E. – SCHMALZ R. F. 1966.).

#### A $\text{CaCO}_3$ eloszlása a mélytengeri üledékekben

Az eloszlást a 23. ábrán láthatjuk. A karbonáttartalom azokban a sekélytengeri övezetekben a legnagyobb, melyek a terrigén anyagbeáramlástól elzártak; erre a legjobb példát az óceánközépi küszöbök értékei mutatják. A relatíve alacsony kompenzációs szint következtében az Atlanti-óceán É-i részén és a Csendes-óceán D-i részén viszonylag magas a karbonáttartalom. A Csendes-óceán É-i részén igen alacsony a karbonáttartalom, ami az általában igen nagy vízmélység és a sekély kompenzációs mélység miatt 1%-nál is kisebb. Az Indiai-óceánban hasonlóak a viszonyok a Csendes-óceán D-i részéhez. A sarki tengerekben a karbonáttartalom <1%.



23. ábra. A  $\text{CaCO}_3$  eloszlása a világoceán üledékeiben (MILLIMAN J. D. 1974. egyéb források felhasználásával)

#### A mélytengeri karbonátok típusai és eloszlása a világoceánokban

A mélytengeri karbonátüledékek főleg plankton szervezetek váztörmelékei, melyekhez kevés Echinodermata-tüske, bentosz foraminifera és molluszka héjtörmelék járul. Igen kis elterjedésben mélytengeri korallzátonyok is ismeretesek. A mélytengerekben oázák fordulnak tehát elő, amelyek olyan karbonátüledékek, melyekben  $>30\%$ -ban fordul elő 1–1 biogén összetevő. 5 fő oóza-típus fordul elő a világoceánokban: plankton-foraminifera-oóza (ált. globigerina-oózáknak nevezik), coccolit-oóza, pteropoda-oóza, valamint radiolaria- és diatoma-oóza.

SAITO T. 1971. szerint a karbonátos oázák (ld.: 23. ábra  $>30\%$   $\text{CaCO}_3$  területein) a tengeraljzat 47%-át takarják a  $45^\circ$  É-i és  $45^\circ$  D-i szélesség között.

Nem oóza-eredetű karbonátok is előfordulnak a mélytengerekben (pl. hal-otolitok, turbidit-áramokkal behordott karbonát stb.), de ezek vagy mennyiségben vagy elterjedésben igen alárendeltek.

#### A mélytengeri karbonátos üledékképződés változása a geológiai időben

Nagyobb változások a mélytengeri karbonátképződésben a mezozoikum, a középső-harmadidőszak és a negyedkor folyamán következtek be.

A korai és középső mezozoikumban a meszes vázú coccolitok és plankton foraminiferák kifejlődésével a karbonátos szedimentáció a mélytenger felé tolódott el. A premezozoós időkben a szedimentáció zöme a sekélytengeri övezetekre és a félig-zárt tengerrészekre korlátozódott.

A *kompenzációs szint változását* mutatta ki HEATH G. R. 1969. a Csendes-óceán egyenlítői részein, ahol az oligocén kompenzációs szint 5200 m-ről a jelenlegi 3–4000 m-re emelkedett. ARRHENIUS G. 1963. kimutatta (ugyanezen a területen) a karbonátban gazdag üledékek É-i elterjedési határának 1000 km-rel az egyenlítő felé való elmozdulását a miocén óta. (A jelenség a mélytengeri vizek oligocén–miocén lehűlésével vagy az óceán középső és késő harmadkori mélyülésével van összefüggésben. A kompenzációs szint az Atlanti-óceánban is magasabbra került a negyedidőszakban.

Több helyen foglalkoztak a *karbonátos üledékképződés mennyiségi viszonyainak változásával a glaciálisokban és interglaciálisokban* (ARRHENIUS G. 1952., 1963., WISEMAN J. D. H. 1965., McINTYRE A. et al. 1972., BROECKER W. S. 1971.).

### Mélytengeri karbonátkiválás

Általánosan elterjedt az a vélemény, hogy szervesetlen keletkezésű  $\text{CaCO}_3$  csak a sekély meleg trópusi vizekből válhat ki.

Újabb adatok szerint azonban – egyes félig-zárt tengermedencékben – mélytengeri, szervesetlen eredetűnek tartott  $\text{CaCO}_3$ -kiválás (Mg-kalcit) fordul elő.

A kiválás mechanizmusa még ismeretlen.

A Vörös-tenger mélytengeri karbonátjait MILLIMAN J. D. et al. 1969, GEVIRTZ J. L. – FRIEDMAN G. M. 1966, HERMAN Y. R. 1965, DEUSER W. G. – DEGENS E. T. 1969) ismertetik. A Földközi-tengerben is kimutattak ilyen üledékeket (MÜLLER J. – FABRICIUS F. 1970, MILLIMAN J. D. – MÜLLER J. 1973, NORIN E. 1956), illetve az Indiai-óceánban (WISEMAN J. D. H. 1965) is előfordulnak hasonló karbonátos üledékek.

#### 6.2.1.2.5. A $\text{CaCO}_3$ elterjedése a világoceánokban

A 4. táblázat adataiból kitéjük, hogy a világoceánok felszíni üledékei teljes karbonát-tartalmának 89%-át a *mélytengeri oózák* szolgáltatják. A sekélytengeri karbonátok csak 4,8%-ot (szirtek és selfek) míg a kontinentális lejtő üledékei 5,8%-ot tesznek ki. Ezek az adatok azonban nem veszik figyelembe a képződési sebességet.

A  $\text{CaCO}_3$  üledékek mennyiségi viszonyai az üledékképződési sebesség figyelembevételével

MILLIMAN J. D. (1974) az eddig összegyűlt területi-eloszlási, karbonáttartalom- és üledékképződési sebesség-adatokból megkísérelte az 5 fő óceáni karbonát-üledékképződési környezetre, a kalciumkarbonát felhalmozódás évenkénti mennyiségét kiszámítani. A számításokat 6 millió évre (miocén végétől napjainkig) illetve a holocénre (15000 év) végezte el a mélytengerekre (és ezek különböző mélységövezeteire), a kontinentális lejtőkre, selfekre, a félig-zárt tengermedencékre és a sekélytengeri szirtekre. Eredményeit mutatja be az 5. táblázat. (A számítás menetét és az egyes övezetekre vonatkozó részletes adatokat a 61–63. táblázat 244–246. old., MILLIMAN J. D. 1974. tartalmazza.)

Átlagosan tehát  $1,9 \cdot 10^{15}$  gramm  $\text{CaCO}_3$  ülepszik le évente a világoceánokban. A *folyók* évi  $4,88 \cdot 10^{14}$  g Ca-ot szállítanak a tengerekbe – óceánokba, ami  $1,2 \cdot 10^{15}$  g

4. táblázat

**Az óceánaljzati üledékek  $\text{CaCO}_3$  tartalmának eloszlása**  
(isok felhasznált adat SVEDRUP H. U. et al. 1942. közleményéből)  
(MILLIMAN J. D. 1974.)

Övezetek	Átlagos mélység (m)	Fedett terület: óceánonként %			Teljes fedett terület ( $\times 10^6 \text{ km}^2$ )	Becsült átlagos $\text{CaCO}_3$ tartalom s%	Relatív teljes $\text{CaCO}_3$ tartalom	A teljes $\text{CaCO}_3$ - óceánfenéki felszíni üledékekben %
		Indiai-óceán	Csendes-óceán	Atlanti-óceán				
<b>1. Pelágikus üledékek</b>								
Meszes óóza	3600	48,5	31,6	50,1	126	65	83,2	78,2
Foraminifera--coccolith	2000				2	(65)		
Pteropoda--coccolith								
Kova óóza	3900	18,2	12,8	5,0	31	10	3,8	3,6
Diatoma	5300				7	10		89,5
Radioiaria								
Vörös agyag	5400	22,6	42,9	19,2	102	8	8,2	7,7
<b>2. Sekélyvízi üledékek</b>								
Zátonyok és partok	20	—	—	—	1,4	80	1,1	1,0
Partszegélyi—litorális (selfek)	20 – 200	4,2	5,7	13,3	26,9	15	4,0	3,8
<b>3. A kontinentális lejtő üledékei</b>	200–2000	6,5	7,0	12,4	30,6	20	6,1	5,8

5. táblázat

A teljes  $\text{CaCO}_3$  felhalmozódás számított értékei a különböző óceáni leülepedési övezetekben  
(MILLIMAN J. D. 1974)

	$\cdot 10^{15}$ $\text{CaCO}_3/\text{év}$ g	A teljes tengeri üledék képződés %
<b>Post-miocén</b>		
Mélytenger	1,108	59
Zárt tengermedencék	0,155	8
Kontinentális lejtők	0,458	24
Selfek (kivéve: Sunda-self)	0,011	1
Sunda-self	0,111	6
Zátonyok	0,046	2
	<u>1,889</u>	
<b>Holocén (egyensúlyhiányt feltételezve a post-miocén átlagához képest)</b>		
Mélytenger	1,108 (feltételezett)	48
Zárt tengermedencék	0,085	4
Kontinentális lejtők	0,458 (feltételezett)	20
Selfek	0,143	6
Zátonyok	0,500	22
	<u>2,314</u>	
<b>Holocén (egyensúlyt feltételezve a post-miocén átlagához képest)</b>		
Mélytenger	0,703 (feltételezett)	37
Zárt tengermedencék	0,085	4
Kontinentális lejtők	0,458 (feltételezett)	24
Selfek	0,143	8
Zátonyok	0,500	27
	<u>1,889</u>	

$\text{CaCO}_3$ -ot jelent (e két adat közelinek mondható egyezése az óceán egyensúlyi állapotára utal, a bekerülő és kiváló anyagok mennyiségét tekintve).

A karbonátok 67%-a mélytengerben, 24%-a kontinentális lejtőkön, 7%-a selfeken (főleg a Sunda-selfen) és csak 2%-a képződött a sekélytengeri szirteken.

A táblázat adatainak alapján igen érdekes következtetéseket lehet levonni a miocén-utáni és holocén karbonátképződés mennyiségi viszonyairól. A holocénben a karbonátos üledékképződés szintere a selfek és szirtek (sekélytenger) irányába tolódott el. A modern kontinentális selfeken és a zátonyokon az összes karbonátoknak 28%-a képződött. Ha a többi karbonátképződési helyen a felhalmozódást állandónak vesszük, e két üledék-képződési környezetre az  $1,9 \cdot 10^{15}$  g/év érték  $2,3 \cdot 10^{15}$  g/év-re alakul. Ez az egész óceánra nézve csak 0,1%  $\text{CaCO}_3$ -deficitet jelent, ha ez a trend folytatódna, feltehetően  $10^4$ – $10^5$  éven belül új egyensúlyi állapotnak kellene kialakulnia, mely az óceánokban a kompenzációs szint magasabbra kerülésével (nagyobb oldódással) egyenlíthetné ki a kialakult deficitet, de az egyensúly helyreállása más változások folyamán is létrejöhethet.

### 6.2.2. A diagenetikus karbonátkiválás főbb jellemzői

Homokkövekben – cementáló anyagként – igen sok ásványfajta mutatott ki, leggyakoribb ásványok azonban a karbonátok és a másodlagos kvarc.

#### 6.2.2.1. A karbonátos cementáló ásványok néhány jellemzője

##### A karbonátos cementáló ásványok fajtái

A karbonátok közül a *kalcit* az uralkodó cementáló ásvány, de dolomit is elég gyakran előfordul (ld.: pl. SWINEFORD A. 1947, SABINS F. F. Jr. 1962). Ismeretes ankerit–sziderit cementként (ld.: pl. SIEVER R. 1959), valamint cementáló anyagban rodokrozit-konkréciókat is kimutattak. Cementáló ásványként aragonit csak modern homokokban fordul elő (később átalakul kalcittá).

##### A karbonátos cement szövete

A cementáló anyag előfordulhat póruskitöltő anyagként vagy kioldódott ásvány helyét kitöltő anyagként; egyenletes vagy foltszerű eloszlásban. A cementásványok konkréciókban és vékony lamellákként is jelen lehetnek.

##### A karbonát-cement mennyiségének és a homokkő típusának összefüggése

A homokkövek közül a kvarc-arenitek azok, melyek leginkább karbonátos anyaggal cementáltak. A grauwackék között a paleozoós és prekambriumi homokkövek szinte egyáltalán nem tartalmaznak karbonátot, míg mezozoós és terciér grauwackék eléggé sokat. (Ennek oka valószínűleg a planktonikus foraminiferák nagy mennyiségű bekerülése lehet.)

##### A különböző karbonátok kiválási sorrendje

A kiválási sorrend tekintetében egységes trend nem állapítható meg. Sokszor a kalcit az első, amit követ a dolomit kiválása, de dolomit, mint első precipitátum is ismert. Előfordul kalcit–dolomit–kalcit kiválási sorrend is.

A *kalcit* általában szép, nagy, de nem kifejlett kristálylapokkal határolt formában válik ki detritális szemcsék, kioldódott megelőző cementanyag helyén, vagy a törmelék-szemcsék körül. A *dolomit* és *sziderit* jól kristályos, romboéderez alakban válik ki, ezáltal alakjáról könnyebben felismerhető.

A homokkövekben a *cement szövete* igen bonyolult lehet, de sok tekintetben hasonlóságot mutat – a részletesebben vizsgált – karbonátos kőzetek cement-szöveteivel (ld.: pl. FRIEDMAN G. M. 1968.).

#### 6.2.2.2. A korai diagenézis folyamán kivált karbonátok jellemzése és eredete

A szöveti vizsgálatok alapján, vékonycsiszolatokból, igen sok bizonyítékot szerezhetünk arra, hogy a diagenetikus cementásványkiválási sorrendben karbonát az első generáció (pl. a törmelék-szemeket előbb dolomit, majd másodlagos kvarc veszi körül ld.: GLOVER J. E. 1963, 40. old.).

A karbonátok diagenetikus – esetleg az üledékképződéssel közel egyidejű kiválása – igen vitatott és kényes kérdés.

Korábban, hosszú időn át, igen kedvelt volt az a nézet, hogy a homokkövek általános karbonátos cementanyaga igen korai diagenetikus fázisban válik ki. Ez elmélet szerint a homok karbonát-kiválasztó tengeri környezetbe kerülve, a homok–tengervíz kölcsönhatás következtében, elsődlegesen válik ki a karbonátos cement. Érveiket modern analógiákra alapozták (ld.: ALLEN R. C. et al. 1969). (Tengervízalatti litifikáció valóban ismeretes, de jelentőségét, kisebb területi elterjedése miatt túlhangsúlyozni valószínűleg hiba lenne). A modern viszonyokból kiindulva a tengeri környezetekben kis földrajzi szélességeken és meleg tengerekben fordul elő olyan inorganikus kiválás, ami közel-egyidejű az ülepedéssel, de – mint már a recens karbonátos üledékképződés kérdéseit tárgyaló fejezetrészben hosszasan kifejtettük – szerepe kicsi. A legtöbb karbonátos cement a diagenetikus folyamatok következtében válik ki (PETTIJOHN F. J. – POTTER P. E. – SIEVER R. 1973, 421. old).

A karbonátok cementálóásványként való kiválásának okai és pontos mechanizmusa sok vitára adott eddig is alkalmat. *A kicsapódás a betemetődés igen korai szakaszában több módon lehetséges.*

Karbonát anyag szervesen eredetű kicsapódása túltelített pórúsvízből

A szemcsés üledékek pórusaiba zárt tengervíz karbonátokra ideális esetekben túltelítetté válhat – modern példa erre a Bahama Banks, Perzsa-öböl. Egyszerűen kiszámítható, hogy az így kicsapódni képes karbonát elenyésző mennyiségű.

1 cm vastag 50X50 cm-es homoktestet véve, amely térfogat 40%-át a pórusokba zárt, karbonátra háromszor túltelített tengervíz tölt ki, valamint feltételezve, hogy az összes karbonátfelesleg kicsapódik – 1 db 1,25 mm átmérőjű karbonát szemcsét nyerhetünk.

Abban az esetben is, ha a kompaktió következtében a pórúsvíz kisajtolódását és állandó feláramlását is figyelembe vesszük – a keletkező karbonátok mennyisége igen csekély marad.

Nagyobb mennyiségű karbonát-cementtel – ebből a forrásból – csak nagyobb vastagságú, iszapos üledékek összenyomódása esetén számolhatunk.

A karbonátanyag kiválása organizmusok héjának feloldódása után, pórúsvízből

Sokkal valószínűbb, és a cementáló ásványok mennyiségére is jobb megközelítést ad az az elképzelés, miszerint a karbonátos cementanyag organizmusok héj- és váztöredékeinek feloldódásából és kiválásából ered.

GARRISON R. E. et al. 1969 a Fraser River torkolatvidékénél alacsony Mg-tartalmú kalcit korai diagenetikus kiválását figyelték meg. Tanulmányukban kimutatták, hogy sem a folyóvíz, sem a tengervíz nem „felelős” – összetételük miatt – a kicsapódásért, és arra a következtetésre jutottak, hogy a karbonát kiválását az ősmaradványhéjaknak a pórúsvízek hatására való feloldása majd magasabb szintekben való kicsapódása okozza.

Más helyekről is kimutatták – a karbonátos cement reliktt héjtörmelék-szöveve alapján – héj-anyag újraeloszlását homokkövekben.

A héjak feloldódása valószínűleg a szerves anyag lebomlásának korai szakaszában történik meg, amikor a sok felszabaduló  $\text{CO}_2$  megnöveli a karbonátok oldhatóságát. A  $\text{CO}_2$  felfelé halad az üledékoszlopban és tengervízbe kerül, így módon a pórusvíz túltelítetté válik karbonátokra. Ezt a folyamatot úgy is tekinthetjük, mint a szerves anyag (szerves C) karbonáttá-alakulását a biológiai világ közvetítésével.

#### A kora-diagenetikus dolomit cementáció

Azokban a szelvényekben, ahol a dolomit megállapíthatóan a legkorábban kivált cement-ásvány, jelenlétét a recens dolomitzépződési folyamatok analógiája segítségével magyarázhatjuk. (ld.: pl. a Perzsa-öböl árapályöv fölötti zónájában képződött dolomitos üledékeket ILLING L. V. et al. 1965).

A folyamat a Ca-tartalom csökkenésével van összefüggésben, mert a Ca – az evaporáció miatt –  $\text{CaCO}_3$  és  $\text{CaSO}_4$  alakban kiválik, így a visszamaradt oldat Mg-ra nézve telített lesz, ami dolomit kiválásához vezet.

A dolomitziválás az üledékfelszín alatt megy végbe, a tömény, nagyobb fajsúlyú túlsós vizek (brine) lefelé való mozgása miatt. Anhidrit vagy gipsz cement additív jelenléte még inkább megerősíti ezt a következtetést.

SABINS F. F. Jr. 1962-es cikkében törmelékes, elsődleges és diagenetikus dolomitok megkülönböztetésével foglalkozott.

#### 6.2.2.3. A diagenézis későbbi szakaszában kiváló karbonátok jelenléte és eredete

A diagenézis későbbi szakaszában kivált karbonátok jelenlétére egyes homokkövek szöveti jellemzőinek elemzése során derült fény. Több helyen megfigyelt tény ugyanis, hogy karbonát – másodlagos kiválású kvarc helyén vagy akörül vált ki. E karbonát késő-diagenetikus termék lehet, s a karbonátos anyagnak az egész üledékoszlopban való másodlagos újraeloszlására utal. Ez az újraelosztódás valószínűleg – a kovaanyag közismert nyomási oldódása és újrakiválásához hasonlóan – karbonátok nyomási oldódásával is összefügg (PETTIJOHN F. J. – POTTER P. E. – SIEVER R. 1973, 423. old.).

#### 6.2.2.4. A diagenetikus karbonátkiválás és a pH összefüggése

A diagenetikus karbonátkiválás vizsgálható a pH változások hatására való oldódás–kicsapódás oldaláról. A karbonátrendszernek a tengervízben a pH-tól való függését, valamint a karbonát ( $\text{CO}_2$ ) rendszernek és a Si-rendszernek összefüggését már korábban elemeztük. Sokkal több nehézségbe ütközik ugyanezen rendszerek vizsgálata a diagenetikus folyamatokban, mivel a felszínalatti vizekben és főleg a pórusvizekben a pH-értékek mérése, és általában a vízmintavétel és -analízis – még mostanában is elég megbízhatatlan.

Egészen röviden ennyit állíthatunk – hogy ugyan a pórusvizekben is a pH 8 körül várható (a  $\text{CO}_2$  és Si-rendszerek pH-pufferoló összegzett hatásaként), a lefelé haladó vizekben azonban – a állott zóna alatti övezetben, az ott található ásványgyűttesekkel érintkezésbe kerülve – a pH a 7 körüli (kicsit annál magasabb) értékre hamar beáll.

## 7. IRODALOM

(A kéziratok \*-gal jelölve)

- ADEGOKE O. S. – STANLEY D. J. 1972: Mica and shell as indicators of energy level and depositional regime on the Nigerian Shelf. – *Mar. Geol.* 13.: M61–M66.
- ALEXANDERSSON T. 1972a: Micritization of carbonate particles: processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. – *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N. S.* 3.: 201–236.
- 1972b: Shallow-marine carbonate diagenesis as related to the carbonate saturation level in sea water. – *Publ. Paleont. Inst. Univ. Uppsala, No.* 126.: 10.
- ALLEN R. C. – GAVISH E. – FRIEDMAN G. M. – SANDERS J. E. 1969: Aragonite-cemented sandstone from outer shelf off Delaware Bay: submarine lithification mechanism yields product resembling beach-rock. – *Journ. of Sed. Petrol.* 39.: 136–149.
- AMARAL E. J. – PRYOR W. A. 1977: Depositional environments of the St. Peter Sandstone deduced by textural analysis. – *Journ. of Sed. Petrol.* 47.: 32–52.
- ANDERSON J. B. – KURTZ D. D. 1979: „RUASA” an automated rapid sediment analyser. – *Journ. of Sed. Petrol.* 49.: 625–627.
- ANDÓ J. 1975: Method for a common evaluation of petrographical and paleontological investigation of detrital sedimentary formations. – *Annales Univ. Sci. Bud. Sec. Geol.* 19.: 3–13.
- ARRHENIUS G. 1952: Sediment cores from the East Pacific. – *Rept. Swed. Deep-sea Exp.* 5.: 1–227.
- 1963: Pelagic sediments. – In: HILL M. N. (ed.): *The Sea*, vol. 3.: 655–727. – New York.
- BAGNOLD R. A. – BARNDORFF-NIELSEN O. A. 1980: The pattern of natural size distributions. – *Sed.* 27. (2): 199–207.
- BAKER H. W. Jr. 1976: Environmental sensitivity of submicroscopic surface textures on quartz sand grains. – *Journ. of Sed. Petrol.* 46.: 871–880.
- BARON G. – PESNEAU M. 1956: Sur l'existence et un mode de préparation du monohydrate de carbonate de calcium. – *Compt. Rend.* 243.: 1217–1219.
- BARRETT P. J. 1980: The shape of rock particles, a critical review. – *Sed.* 27.: 291–303.
- BÁRDOSSY GY. 1957: Statisztikai módszerek alkalmazása a földtanban. – *Földtani Közöny* 87.: 325–342.
- 1961: Üledékes közeteink nevezéktanának kérdései. – *Földtani Közöny* 91.: 44–64.
- BEHRENS E. W. 1978: Further comparison of grain size distributions determined by electronic particle counting and pipette techniques. – *Journ. of Sed. Petrol.* 48.: 1213–1218.
- \*BÉRCZI I. 1971: Szemcseeloszlás vizsgálatok statisztikus kiértékelése. – MFT Alföldi Területi Szakosztálya és az Ifjúsági Bizottság által Szegeden rendezett tanfolyam előadásai.: 59–121.

- BISCHOFF J. L. 1968a: Catalysis, inhibition, and the calcite-aragonite problem. I. The aragonite-calcite transformation. — *Am. J. Sci.* 266.: 65–79.
- 1968b: Catalysis, inhibition, and the calcite-aragonite problem. II. The vaterite-aragonite transformation. — *Am. J. Sci.* 266.: 80–90.
- BLATT H. — MIDDLETON G. — MURRAY R. 1972: *Origin of Sedimentary Rocks*. — New Jersey.
- BROECKER W. S. 1971: Calcite accumulation rates and glacial to interglacial changes in oceanic mixing. — In: TUREKIAN K. K. (ed.): *Cenozoic glacial ages*: 239–265. — New Haven.
- BROECKER W. S. — GERARD R. — EWING M. — HEEZEN B. C. 1960: Natural radiocarbon in the Atlantic Ocean. — *J. Geophys. Res.* 65.: 2903–2931.
- BROOKS R. — CLARK L. M. — THURSTON E. F. 1950: Calcium carbonate and its hydrates. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London Ser. A.* 243.: 145–167.
- BULL W. B. 1962: Relation of textural (CM) patterns of depositional environment of alluvial fan. — *Journ. of Sed. Petrol.* 32.: 211–216.
- CARVER R. E. (ed.) 1971: *Procedures in Sedimentary Petrology*. — New York, London, Sydney, Toronto.
- CHAKRABARTI A. 1977: Polymodal composition of beach sands from the east coast of India. — *Journ. of Sed. Petrol.* 47.: 634–641.
- CHAUDHRI R. S. — KHAN H. M. M. 1981: Textural parameters of desert sediments. — Thar desert (India). — *Sed. Geol.* 28.: 43–62.
- CHAVE K. E. — SCHMALZ R. F. 1966: Carbonate-seawater interactions. — *Geochim. Cosmochim. Acta.* 30.: 1037–1048.
- CHAVE K. E. — SUESS E. 1970: Calcium-carbonate saturation in seawater: effects of dissolved organic matter. — *Limnol. Oceanog.* 15.: 633–637.
- CHEN C. 1966: Calcareous zooplankton in the Scotia Sea and Drake Passage. — *Nature.* 212.: 678–681.
- COLLIAS E. E. — RONA M. R. — McMANUS D. A. — CREAGER J. S. 1963: Machine processing of geological data. — *Univ. Washington Tech. Rept.* 87.: 1–119.
- CONRAD E. H. 1968: The precipitation of metastable carbonate minerals at low temperature and pressure. — *Southeastern Geol.* 9.: 1–7.
- DEUSER W. G. — DEGENS E. T. 1969:  $O^{18}/O^{16}$  and  $C^{14}/C^{12}$  ratios of fossils from the hot brine deep area of the central Red Sea. — In: DEGENS E. T. — ROSS D. A. (ed.): *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*: 336–347. — Berlin, Heidelberg, New York.
- \*DOBOSI I. — KONRÁD GY. — ZSENGELLÉR G. 1982: Szemcsenagyságeloszlási adatok számítógépes feldolgozása és értékelése a mecseki Kővágószőlősi Homokkő Formáció példáján. — *Ált. Földt. Szemle.* 17.: 1–20.
- DOTT R. H. Jr. 1973: Paleocurrent analysis of trough cross stratifications. — *Journ. of Sed. Petrol.* 43.: 779–783.
- DOYLE L. J. — CLEARY W. J. — PILKEY O. H. 1968: Mica: its use in determining shelf-depositional regimes. — *Mar. Geol.* 6.: 381–389.
- DUANE D. B. 1964: Significance of skewness in Recent sediments, western Pamlico Sound N. Carolina. — *Journ. of Sed. Petrol.* 34.: 864–874.
- FITZPATRICK K. T. — SUMMERSON C. H. 1971: Some observations on electron micrographs of quartz sand grains. — *Ohio Jour. Sci.*: 106–119.
- FOLK R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — *A.A.P.G. Bull.* 43.: 1–38.
- 1966: A review of grain-size parameters. — *Sed.* 6.: 73–93.
- FOLK R. L. — WARD W. C. 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. — *Journ. of Sed. Petrol.* 27.: 3–27.
- FRIEDMAN G. M. 1961: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. — *Journ. of Sed. Petrol.* 31.: 514–529.

- FRIEDMAN G. M. 1962: On sorting, sorting coefficients and log normality of grain size distribution of sandstones. — *J. Geol.* 70.: 737–753.
- 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. — *Journ. of Sed. Petrol.* 37.: 327–354.
  - 1968: The fabric of carbonate cement and matrix and its dependence on the salinity of water. — In: MÜLLER G. — FRIEDMAN G. M. (ed): *Carbonate sedimentology in Central Europe.*: 11–20. — Berlin, Heidelberg, New York.
  - 1979: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. — *Sed.* 26.: 3–32.
- FRIEDMAN G. M. — SANDERS J. E. 1978: *Principles of sedimentology.* — New York.
- GARRELS R. M. 1965: Silica role in the buffering of natural waters. — *Science.* 148.: 69.
- GARRELS R. M. — THOMPSON M. C. 1962: A chemical model for sea water at 20°C and one atmosphere total pressure. — *Am. J. Sci.* 260.: 57–66.
- GARRISON R. E. — LUTERNAUER J. L. — GRILL E. V. — MacDONALD R. D. — MURRAY J. W. 1969: Early diagenetic cementation of Recent sands, Fraser River delta, British Columbia. — *Sed.* 12.: 27–46.
- GEVIRTZ J. L. — FRIEDMAN G. M. 1966: Deep-sea carbonate sediments of the Red Sea and their implications on marine lithification. — *Journ. of Sed. Petrol.* 46.: 143–151.
- GLOVER E. D. — SIPPEL R. F. 1967: Synthesis of magnesium calcite. — *Geochim. Cosmochim. Acta.* 31.: 503–613.
- GLOVER J. E. 1963: Studies in the diagenesis of some Western Australian sedimentary rocks. — *Royal. Soc. Western Austr. Journ.* 46.: 33–56.
- HAILS J. R. — SEWARD-THOMPSON R. — CUMMINGS L. 1973: An appraisal of the significance of sieve intervals in grain size analysis for environmental interpretation. — *Journ. of Sed. Petrol.* 43.: 889–893.
- HEATH G. R. 1969: Carbonate sedimentation in the abyssal equatorial Pacific during the past 50 million years. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 80.: 689–694.
- HERMAN Y. R. 1965: *Études des sédiments Quaternaires de la Mer Rouge.* — Ph. D. Thesis, Univ. Paris. Masson Cie et Editeurs, Paris.: 341–415.
- HEY W. H. — KRINSLEY D. H. — HYDE P. J. W. 1971: Surface textures of sand-grains from the Hertfordshire Pebble Gravels. — *Geol. Mag.* 108.: 377–382.
- HOSKIN C. M. — NELSON R. V. Jr. 1969: Modern marine carbonate sediment, Alexander Archipelago, Alaska. — *Journ. of Sed. Petrol.* 39.: 581–590.
- ILLING L. V. 1954: Bahaman calcareous sands. — *A.A.P.G. Bull.* 38.: 1–95.
- ILLING L. V. — WELLS A. J. — TAYLOR J. C. M. 1965: Penecontemporaneous dolomite in the Persian Gulf. — In: PRAY L. C. — MURRAY R. C. (ed): *Dolomitization and and limestone diagenesis.* — Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 13.: 89–111.
- IMBRIE J. M. — van ANDEL Tj. H. 1964: Vector analysis of heavy mineral data. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 75.: 1131–1156.
- IRELAND H. A. 1971: Insoluble residues. — In: CARVER R. E. (ed.) 1971: *Procedures in sedimentary petrology.*: 479–498.
- KANE W. T. — HUBERT J. F. 1963: FORTRAN program for calculation of grain size textural parameters on the IBM 1620 computer. — *Sed.* 2.: 87–90.
- KENNETT J. P. 1966: Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctica. — *Science.* 153.: 191–193.
- KERN D. M. 1960: The hydration of carbon dioxide. — *J. Chem. Educ.* 37.: 14–23.

- KINSMAN D. J. J. — HOLLAND H. D. 1969: The co-precipitation of cations with  $\text{CaCO}_3$ . IV. The coprecipitation of  $\text{Sr}^{+2}$  with aragonite between  $16^\circ$  and  $96^\circ\text{C}$ . — *Geochim. Cosmochim. Acta.* 33.: 1–17.
- KITANO Y. — KANAMORI N. 1966: Synthesis of magnesian calcite at low temperatures and pressures. — *Geochem. J.* 1.: 1–10.
- KITANO Y. — KANAMORI N. — TOKUYAMA A. 1969: Effects of organic matter on solubilities and crystal form of carbonates (abst.). — *Am. Zoologist.* 9.: 681–688.
- KLOVAN J. E. 1966: The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions. — *Journ. of Sed. Petrol.* 36.: 115–125.
- KRINSLEY D. H. — DONAHUE J. 1968: Environmental interpretation of sand grain surface texture by electron microscope. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 79.: 743–748.
- KRINSLEY D. H. — DORNKAMP J. C. 1973: Atlas of quartz sand surface texture. — Cambridge.
- KRINSLEY D. H. — FUNNEL B. M. 1965: Environmental history of quartz sand grains from Lower and Middle Pleistocene of Norfolk, England. — *Q. Jl. Geol. Soc. London.* 121.: 435–461.
- KRINSLEY D. H. — MARGOLIS S. V. 1969: A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope. — *New York Akad. Sci. Trans. Ser. II.* 31.: 457–497.
- 1971: Grain surface texture. — In: CARVER R. E. (ed.) *Procedures in sedimentary petrology.*: 151–180.
- KRINSLEY D. H. — TAKAHASHI T. 1962: The surface texture of sand grains. — An application of electron microscopy. — *Science.* 138.: 923–925.
- 1978: Sand surface textures. — In: FAIRBRIDGE Rh. W. — BURGEON J.: *Encyclopedia of sedimentology.* 648–652.
- KRUMBEIN W. C. 1934: Size frequency distribution of sediments. — *Journ. of Sed. Petrol.* 4.: 65–77.
- 1941: Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. — *Journ. of Sed. Petrol.* 11.: 64–72.
- KRUMBEIN W. C. — GRAYBILL F. A. 1965: An introduction to statistical models in geology. — New York, St. Louis, San Francisco, Toronto, London, Sydney.
- KRUMBEIN W. C. — PETTITONH F. J. 1938: Manual of sedimentary petrography. — New York.
- KUENEN Ph. H. 1958: Experiments in geology. — *Trans. Geol. Soc. Glasgow* 23.: 1–26.
- LANGMUIR D. 1971: Eh-pH determination. — In: CARVER R. E. (ed.) *Procedures in sedimentary petrology.*: 597–634.
- LI Y. H. — TAKAHASHI T. — BROECKER W. S. 1969: Degree of saturation of  $\text{CaCO}_3$  in the oceans. — *J. Geophys. Res.* 74.: 5507–5525.
- LIN J. J. — ROHRICH V. — SLATKINE A. 1974: Surface microtextures of heavy minerals from the Mediterranean Coast of Israel. — *Journ. of Sed. Petrol.* 44.: 1281–1295.
- LINDHOLM R. C. 1979: Utilization of programmable calculators in sedimentology. — *Journ. of Sed. Petrol.* 49.: 615–660.
- LIVINGSTONE D. A. 1963: Chemical composition of rivers and lakes. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers* 440–G.: 1–61.
- LUCAS G. 1948: La sédimentation calcaire. Action du carbonate de sodium sur l'eau de mer. — *Compt. Rend.* 226.: 937–939.
- MacKENZIE F. T. — GARRELS R. M. 1966a: Chemical mass balance between rivers and oceans. — *Am. J. Sci.* 264.: 507–525.
- 1966b: Silica-bicarbonate balance in the ocean and early diagenesis. — *Journ. of Sed. Petrol.* 36.: 1075–1084.
- MARGOLIS S. V. 1968: Electron microscopy of chemical solution and mechanical abrasion features on quartz sand grains. — *Sed. Geol.* 2.: 243–256.

- MARGOLIS S. V. — KENNETT J. P. 1971: Cenozoic paleoglacial history of Antarktika recorded in subantarctic deep-sea cores. — *Am. J. of Sci.* 271. (1): 1–36.
- MARGOLIS S. V. — KRINSLEY D. H. 1974: Process of formation and environmental occurrence of quartz surface features. — *Am. J. Sci.* 274.: 449–464.
- MASON C. C. — FOLK R. L. 1958: Differentiation of beach, dune and eolian flat environments by size analysis, Mustango Island, Texas. — *Journ. of Sed. Petrol.* 28.: 211–226.
- McCAMMON R. B. 1962: Efficiencies of percentile measures for describing the mean size and sorting of sedimentary particles. — *Journ. of Geol.* 70.: 453–465.
- McINTYRE A. — RUDDMAN W. F. — JANTZEN R. 1972: Southward penetrations of the North Atlantic polar front: faunal and floral evidence of largescale surface water mass movements over the last 225 000 years. — *Deep-Sea Res.* 19.: 61–77.
- \*MEISEL J. — KLEB B. — TÖRÖK E. 1970: Törmelékes üledékes kőzetek jellemzése szemcseeloszlásuk alapján, továbbá a szemcsealak értékelése a szemcsenagyság, az ásvány-kőzettani összetétel és a szállítási mód figyelembevételével. — MÁFI Adattár. BME-jelentés.
- MIHÁLTZ I. — UNGÁR T. 1954: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönböztetése. — *Foldtani Közöny.* 84.: 17–28.
- MILLIMAN J. D. 1974: Marine carbonates. (MILLIMAN J. D. — MÜLLER G. — FÖRSTNER U.: Recent sedimentary carbonates. Part I.) — Berlin–Heidelberg–New York.
- MILLIMAN J. D. — MÜLLER J. 1973: Precipitation and lithification of magnesian calcite in the deep-sea sediments of the Eastern Mediterranean Sea. — *Sed.* 20.: 29–46.
- MILLIMAN J. D. — PILKEY O. H. — BLACKWELDER B. W. 1968: Carbonate sedimentation on the continental shelf, Cape Hatteras to Cape Romain. — *Southeastern Geol.* 9.: 245–267.
- MILLIMAN J. D. — ROSS D. A. — KU T. H. 1969: Precipitation and lithification of deep-sea carbonates in the Red Sea. — *Journ. of Sed. Petrol.* 39.: 724–736.
- MOIOLA R. J. — WEISER D. 1968: Textural parameters: an evaluation. — *Journ. of Sed. Petrol.* 38.: 45–53.
- \*MOLNÁR B. 1981: Szedimentológia I. kötet. — Szeged, egyetemi jegyz.
- MOLNIA B. F. — PILKEY O. H. 1972: Origin and distribution of calcareous fines on the Carolina continental shelf. — *Sed.* 18.: 293–310.
- MÜLLER J. — FABRICIUS F. 1970: Carbonate mineralogy of deep sea sediments from the Ionian Sea. — 22nd. Congr. C.I.E.S.M. Rome.
- NEWELL N. D. — PURDY E. G. — IMBRIE J. 1960: Bahaman oolitic sand. — *J. Geol.* 68.: 481–497.
- NORIN E. 1956: The sediments of the central Tyrrhenian Sea. — *Rept. Swed. Deep-Sea. Exped.* 8.: 287–334.
- OTTO G. H. 1939: A modified logarithmic probability graph for the interpretation of mechanical analyses of sediments. — *Journ. of Sed. Petrol.* 9.: 62–76.
- PARK K. 1968: Seawater hydrogen-ion concentration: vertical distribution. — *Science.* 162: 357–358.
- PASSEGA R. 1957: Texture as characteristic of clastic deposition. — *A.A.P.G. Bull.* 41.: 1952–1984.  
— 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. — *Journ. of Sed. Petrol.* 34.: 830–847.
- PETTIJOHN F. J. — POTTER P. E. — SIEVER R. 1973: Sand and sandstone. — New York, Heidelberg, Berlin.
- PORTER J. J. 1962: Electron microscopy of sand surface textures. — *Journ. of Sed. Petrol.* 38.: 124–135.
- PYTKOWICZ R. M. 1965: Calcium carbonate saturation in the ocean. — *Limnol. Oceanog.* 10.: 220–225.

- PYTKOWICZ R. M. 1970: On the carbonate compensation depth in the Pacific Ocean. — *Geochim. Cosmochim. Acta.* 34.: 836–839.
- RADÓCZ GY. 1981: Földtani és földtani vonatkozású térképfajták. — *Módszertani Közlemények.* 5. (1) Budapest.
- REVELLE R. 1934: Physico-chemical factors affecting the solubility of calcium carbonate in sea water. — *Journ. of Sed. Petrol.* 4.: 103–110.
- REVELLE R. — EMERY K. O. 1957: Chemical erosion of beach rock and exposed reef rock. — *U.S. Geol. Surv. Prof. Papers* 260–T: 699–709.
- REVELLE R. — FAIRBRIDGE R. W. 1957: Carbonates and carbon dioxide. — In: HEDGPETH J. W. (ed): *Treatise on marine ecology.* — *Geol. Soc. Am. Mem.* 67. (1): 239–296.
- Le RIBOULT 1977: *L'exoscopie des quartz.* — Paris.
- RIZZINI, A. 1968: Sedimentological representation of grain sizes. — *Mem. Soc. Geol. It.* 7.: 65–90.
- SABINS F. F. Jr. 1962: Grains of detrital, secondary, and primary dolomite from Cretaceous strata of the Western Interior. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 73.: 1183–1196.
- SAHU B. K. 1964: Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. — *Journ. of Sed. Petrol.* 34.: 73–83.
- SAITO T. 1971: Distribution of carbonates in deep-sea sediments (abst.). — *A.A.P.G. Bull.* 55.: 363.
- SCHLEE J. — WEBSTER J. 1967: A computer program for grain size data. — *Sed.* 8. (1): 45–53.
- SCHNEIDER H. E. 1970: Problems of quartz grain morphoscopy. — *Sed.* 14.: 325–375.
- SELLEY R. C. 1976: *An introduction to sedimentology.* — London, New York, San Francisco.
- SEVON W. D. 1966: Distinction of New Zealand beach, dune and river sands by their grain-size distribution characteristics. — *N. Zeland Journ. of Geol. and Geophys.* 9.: 212–223.
- SIEVER R. 1959: Petrology and geochemistry of silica cementation in some Pennsylvanian sandstones. — In: IRELAND H. A. (ed): *Silica in sediments.* — *Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.* 7.: 55–79.
- SILLÉN L. G. 1961: The physical chemistry of sea water. — In: SEARS M. (ed): *Oceanography.*: 549–581. — Washington.
- 1967: The ocean as a chemical system. — *Science.* 156.: 1189–1197.
- SINDOWSKI K. H. 1957: Die synoptische Methode des Kornkurven-Vergleiches zur Ausdeutung fossiler Sedimentationsräume. — *Geol. Jahrb.* 73.: 235–275.
- SMITH S. V. — DYKAS J. A. — CHAVE K. E. 1968: Distribution of calcium carbonate in pelagic sediments. — *Mar. Geol.* 6.: 391–400.
- SOLOHUB J. T. — KLOVAN J. E. 1970: Evaluation of grain-size parameters in lacustrine environments. — *Journ. of Sed. Petrol.* 40.: 81–101.
- SPENCER D. V. 1963: The interpretation of grain-size distribution curves of clastic sediments. — *Journ. of Sed. Petrol.* 33.: 180–190.
- STANLEY D. J. — SWIFT D. J. P. — RICHARDS H. G. 1967: Fossiliferous concretions on Georges Bank. — *Journ. of Sed. Petrol.* 37.: 1070–1083.
- STEWART H. B. Jr. 1958: Sedimentary reflections of depositional environments in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico. — *A.A.P.G. Bull.* 42.: 2567–2618.
- STIEGLITZ R. D. 1969: Surface textures of quartz and heavy mineral grains from freshwater environments — an application of SEM. — *Geol. Soc. Am. Bull.* 80.: 2091–2094.
- STIEGLITZ R. D. — ROTHWELL B. 1978: Surface microtextures of freshwater heavy mineral grains. — *Geoscience Wisconsin.* 3.: 21–34.
- SVEDRUP H. U. — JOHNSON M. W. — FLEMING R. H. 1942: *The oceans, their physics, chemistry, and general biology.* — Englewood Cliffs, N. J.

- SWAN D. — CLAGUE J. J. — LUTERNAUER J. L. 1978: Grain size statistics, I. Evaluation of the Folk and Ward graphic measures. — *Journ. of Sed. Petrol.* 48.: 863–878.
- 1979: Grain size statistics II. Evaluation of grouped moment measures. — *Journ. of Sed. Petrol.* 49.: 487–500.
- SWINFORD A. 1947: Cemented sandstones of the Dakota and Kiowa formations in Kansas. — *Kansas Geol. Surv. Bull.* 70. Pt 4.: 53–104.
- TANNER W. F. 1964: Modification of sediment size distributions. — *Journ. of Sed. Petrol.* 34.: 156–164.
- TARUTANI T. — CLAYTON R. N. — MAYEDA T. K. 1969: The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope formation between calcium carbonate and water. — *Geochim. Cosmochim. Acta.* 17.: 987–996.
- TOWE K. M. — MALONE P. G. 1970: Precipitation of metastable carbonate phases from seawater. — *Nature.* 226.: 348–349.
- VANDENBERGHE N. 1975: An evaluation of CM patterns for grain size studies of the fine grained sediments. — *Sed.* 22.: 615–622.
- VENDEL M. 1959: A közetmeghatározás módszertana. — Budapest.
- \*VÉGH SÁNDORNÉ 1969: Alkalmazott földtani anyagvizsgáló gyakorlat. — Budapest, egyetemi jegyzet.
- VISHER G. S. 1969: Grain size distributions and depositional processes. — *Journ. of Sed. Petrol.* 39.: 1074–1106.
- WALTON E. K. — STEPHENS W. E. — SHAWA M. S. 1980: Reading segmented grain size curves. — *Geol. Mag.* 117.: 517–524.
- WEYL P. K. 1958: The solution kinetics of calcite. — *J. Geol.* 66.: 163–176.
- WHALLEY W. B. — KRINSLEY D. H. 1974: A scanning EM study of surface textures of quartz grains from glacial environments. — *Sed.* 21.: 81–105.
- WILSON M. D. — PITTMAN E. D. 1977: Autigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. — *Journ. of Sed. Petrol.* 47.: 3–31.
- WISEMAN J. D. H. 1956: The rates of accumulation of nitrogen and calcium carbonate on the equatorial Atlantic floor. — *Advan. Sci.* 12.: 579–582.
- 1965: Calcium and magnesium carbonates in some Indian Ocean sediments. — In: SEARS M. (ed): *Progr. in Ocean.* 3.: 373–383.
- ZINKERNAGEL U. 1978: Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. — *Contributions to Sedimentology*, 8., Stuttgart.



## TARTALOM

Előszó .....	3
<b>1. A szemcsenagyságeloszlási vizsgálatok kiértékelése és értelmezési módjai .....</b>	<b>5</b>
1.1. Bevezetés .....	5
1.2. A szemcsenagyságeloszlási vizsgálatok során nyert adatok és azok ábrázolási módjai .....	6
1.3. A szemcsenagyságeloszlás vizsgálata üledékföldtani szempontból .....	9
1.3.1. A szemcsenagyságeloszlás vizsgálata paraméterek segítségével .....	9
1.3.1.1. Az eloszlás vizsgálata a klasszikus statisztikai módszerek szolgáltatva paraméterek segítségével .....	10
1.3.1.1.1. Momentumszámítás .....	10
1.3.1.1.2. Grafikus eljárások .....	10
1.3.1.2. A szemcsenagyságeloszlás vizsgálata szedimentológiai megfontolások alapján kiválasztott paraméterek segítségével ..	11
1.3.1.3. A nyert paraméterek felhasználása az egykori leülepedési környezetek rekonstruálásában .....	12
1.3.1.3.1. A statisztikus paraméterek felhasználása .....	12
1.3.1.3.2. A szedimentológiai megfontolások alapján kiválasztott paraméterek felhasználása az egykori leülepedési környezetek rekonstruálásában ...	23
1.3.1.4. Az eddig ismertett módszerek kritikai felülvizsgálata ...	25
1.3.2. A szemcsenagyságeloszlásból levonható következtetések a görbe egész alakjának vizsgálatával .....	26
1.4. Összefoglalás .....	26
<b>2. A szemcsealak-vizsgálatok értékelésének lehetőségei .....</b>	<b>29</b>
<b>3. Homokszemcsék felületének vizsgálata pásztázó elektronmikroszkóppal</b>	<b>31</b>
3.1. Bevezetés .....	31
3.2. Recens szállítódási és üledékképződési környezetekből származó kvarc- szemcsék elektronmikroszkópos szemcsefelületi jellegei .....	32
3.2.1. A glaciális környezetből származó kvarc- szemcsék elektronmikroszkópos szemcsefelületi jellege .....	32

3.2.2. Különböző turbulenciájú vízi környezetekből származó kvarc- szemcsék elektronmikroszkópos szemcsefelületi jellege . . . . .	33
3.2.3. Eolikus környezetből származó kvarc- szemcsék elektronmikroszkópos szemcsefelületi jellege . . . . .	35
3.2.4. Diagenetikus és mállási jelek a kvarc- szemcsefelületen . . . . .	36
3.3. Összefoglalás . . . . .	36
<b>4. Porozitás-permeabilitás vizsgálatok értékelése . . . . .</b>	<b>37</b>
<b>5. Talajmechanikai vizsgálatok értékelése . . . . .</b>	<b>39</b>
<b>6. Karbonáttartalom-meghatározások értékelése és felhasználása . . . . .</b>	<b>41</b>
6.1. A karbonátok össz- és fajtankénti mennyiségének meghatározása és az adatok felhasználási módjai . . . . .	41
6.1.1. A karbonátok összmennyiségének meghatározása . . . . .	41
6.1.2. A karbonátos ásványfázisok elkülönítése . . . . .	41
6.1.3. A karbonáttartalom és a karbonát- ásványok minőségének vizsgálata különböző típusú üledékes kőzetek esetén . . . . .	42
6.1.3.1. Mész- kövek—dolomitok vizsgálata . . . . .	42
6.1.3.1.1. Az oldási maradék vizsgálata . . . . .	42
6.1.3.2. Márgás képződmények vizsgálata . . . . .	41
6.1.3.3. Homokok—homokkő- vek vizsgálata . . . . .	43
6.2. A törmelékeny üledékes kőzetek inorganikus eredetű karbonáttartalma – elméleti összefoglalás . . . . .	43
6.2.1. A recens karbonátos tengeri üledékképződés főbb jellemzői . . . . .	43
6.2.1.1. A tenger, mint kémiai rendszer . . . . .	43
6.2.1.2. A tengeri karbonátos üledékképződés . . . . .	48
6.2.1.2.1. Bevezetés . . . . .	48
6.2.1.2.2. A karbonátos üledékképződés a sekélytengeri övben . . . . .	50
6.2.1.2.3. A karbonátos üledékképződés a szublitorális övben . . . . .	51
6.2.1.2.4. A karbonátos üledékképződés a mélytenger- ekben . . . . .	54
6.2.1.2.5. A CaCO <sub>3</sub> elterjedése a világóceánokban . . . . .	57
6.2.2. A diagenetikus karbonát- kiválás főbb jellemzői . . . . .	60
6.2.2.1. A karbonátos cementáló ásványok néhány jellemzője . . . . .	60
6.2.2.2. A korai diagenézis folyamán kivált karbonátok jellem- zése és eredete . . . . .	60
6.2.2.3. A diagenézis későbbi szakaszában kiváló karbonátok jelenléte és eredete . . . . .	62
6.2.2.4. A diagenetikus karbonát- kiválás és a pH összefüggése . . . . .	62
<b>7. Irodalom . . . . .</b>	<b>63</b>