

# RÖVID KÖZLEMÉNYEK

*Földtani Közlöny, Bull. of the Hungarian Geol. Soc. (1970) 100. 379–381*

## Vannak-e alsómiocén rétegek a Szentendre—Visegrádi-hegységben

*dr. Majzon László\**

Éppen 35 éve annak, hogy Leányfalu környékét ismertető egyetemi doktori értekezéssel kapcsolatban különös indoklású aposztrofálás jelent meg. Id. Noszky J. Horusitzky F.-cel való vitája során disszertációmnak az alsómiocén üledékekre vonatkozó rétegtani beosztását „irányításból eredőnek” tartotta. Most, bár elég sokára — és fenntartva akkori véleményem szabad nyilvánítását, — szeretnék a már tapasztalt kutató nézőpontjából megjegyzést tenni. Előrebocsátom, hogy csupán a hegység területére vonatkozó, valamint az tenni kifejlődéssel megegyező adatokat értekelem ki.

A Szentendre—Visegrádi-hegység alsómiocén burdigalai emeletébe tartozó anomias homokot Stache, Hantken M., Koch A., Schafarzik F., Vendl A., Szalai T., Majzon L., Wein Gy., Méhes K. és Báldi T. említik. A kutatók megfigyelései szerint ez a kifejlődés mindig a felsőoligocén üledékei felett található és ebből éles határ nélkül fejlődik ki (Schafarzik, 1902). Legszebb a szentendrei Sztelin-patak nagy, ún. tyukováci feltárása. Ennek közepén a kavicsos homokban az Anomiák nagy tömegben található, míg felette egy agyagos rétegben a nagytermetű Ostréák padot képeznek (Majzon, 1933). A feltárás felső része már amfibolandezit-tufa. Teljesen hasonló települést említ Pomáznál id. Noszky J., ahol ugyancsak az óriás Ostréából álló padokat fedi az andezittakaró, míg alatta váltakozó típusú felsőoligocén található. Wein (1939) megerősíti Majzon véleményét és megjegyzi, hogy az anomias homok megegyező dőlésű az átmeneti felsőoligocén homokos agyagréteggel.

Itt kell megemlítenem, hogy Böckh H., Földvári A. és Horusitzky F. ugyanolyan alsómiocénre utaló anomias homokot figyeltek meg Nógrádverőcén, Gödön, Budafokon, valamint Bercel környékén. Vagyis így két anomias kifejlődésről van szó, bár a két különböző korú rétegösszetétel sehol sem észlelték egy feltárásban, illetve meggyőzően ható szelvényben. Horusitzky F. (1942) meg is jegyzi, hogy: „amikor az anomias homokokat a miocén aljára helyezem, ismerek bőven anomias betelepüléseket az oligocénben is.” Vagy a másik erre vonatkozó Horusitzky (1939) idézet: „a szentendrei — visegrádi hegységekben is gyakran települnek a felső stampien agyagos-homokos üledékei közé.”

Bartók L. szerint Budapest környékén az akvitáni emeletbe helyezett anomias homok diszkordancia nélkül települ a felsőoligocénre. Hasonlót említ már 1899-ben Böckh H. is. Földvári A. (1929) a Tétényi-plató anomias, általa átmeneti oligocén-miocén üledékeiről írja, hogy: „... e rétegek sokkal szervezettebben csatlakoznak a felső oligocén rétegekhez, mint a felettük discordantiával települő grundi rétegekhez.” És Földvári éppen az éles határt veszi korhatárnak, mely a denudációs időszak előtt lerakódott üledékeket az oligocénhez kapcsolja. Újabbán Báldi T. (1958) ezeket a Pacsirta-hegyen Anomiákkal és Ostréákkal jellemzett rétegeket a burdigalai emelet alsó szakaszára helyezi és szerinte a denudációval járó üledékhiany az akvitáni emelet idejére esik.

Ugyancsak Földvári A. (1932) mutat rá, hogy Budapest alatt teljesen hiányoznak az alsómiocén lerakódások. Ez paleogeográfiai szempontból fontos megjegyzés, mivel a Dunántúlon is kimutatott alsómiocén szárazulat elterjedéséhez nyújtott

\* Előadta a MFT 1970. február 11-én tartott előadójelentésén.

újabb adatot. Báldi T. (1965) legújabban megjegyzi, hogy a Szentendre–Visegrádi-hegységben nem sikerült alsómiocén burdigáliai rétegeket kimutatni. Ez azt jelenti, hogy a bevezetőben említett kutatóktól felsorolt fauna a felsőoligocénben sem idegen. Koch A. (1875) kissé bizonytalanul említi, hogy a csödi-hegyi lakkolit kialakulása után a terület kiemelkedett, majd „az egész neogén-korszak alatt a denudáció hatásának maradt kitéve.” (Ez ellentmondásos, mivel már ő észlelte a visegrádi két szép tortonai kifejlődést.)

Ha megfigyeltük, úgy három szempontból csoportosítottam egyes kutatók megfigyeléseinek eredményeit. Az első, hogy találtak felsőoligocénbe települt anomias homokrégeket; a második szerint az anomias-ostreás üledékek fokozatosan, diszkordancia nélkül fejlődnek ki a vegyes típusú felsőoligocén lerakódásokból és a fedjük a középsőmiocén korú eruptívum, végül a harmadik adat, mely szerint egyes területrészekben az alsómiocén képződmények hiányoznak; denudáció pusztította le ezeket.

Ezekhez most még egyegy edik megfigyelési eredmény-féleséget sorolhatok fel, melyek közül egysékes magam is újra megvizsgáltam, illetve elsőnek figyeltem meg. Ugyanis hegységünk területén némely helyen felsőoligocén, úgynevezett pectunculussos\* homok és homokkőves kifejlődésekre közvetlenül települ az eruptívum. A Szentendre–Visegrád-hegység területén ezt először Vendl A. (1929) figyelte meg Dobogókőnél ÉNy-ra. Hasonló településeket észlelt Leányfalun a Boldogtanyánál, ahol a régi táro által feltárt felsőoligocén felett a meredek Sziklás oldalán az andezittufa települ. Ugyancsak Leányfalun a Dora-patak felső szakaszánál, a Csaba kútja alatt a meder bal oldalán a pectunculussos homok feletti tömött agyagon már a tufa rétegek következnek. Dunabogdánynál a Csödi-hegy D-i részén, a Csödi- vagy Ásvány-pataknak a Róka-hegynél a meder D-re fordulásánál igen érdekes feltárást találunk. Az itteni andezittelér egy kiálló sarokszírt képez s a termometamorf homok felett sárgás, mállott biotitos andezittufa csaknem É-i irányban 85°-os dőlésű. A kontakt homokból 1935-ben szürkére égetett, cserépkeményességű Pectunculussokat gyűjtöttem, melyeket Méhes K. (1942) disszertációjában *P. (Azinea) nova* sp. ? említi. Ezeket azután Báldi T. (1962) *Glycymeris latiradiata* Sandberger példányoknak határozta. Ezt a feltárást már Koch A. (1877) ismeri, de innen csak egy *Turritella* speciést említi. Egyébként ez a feltárást azért is érdekes, mert Koch A. (1877) a Csödi-hegy lakkolitjának felbontozódási korát az itteni megfigyeléseivel igyekezett rögzíteni. A hegységünkől É-ra, a Duna túlsó oldalán a helembei Kovács-patak (Kováčov) feltárása már 1882-től (Schafarik és Szontágh) ismert gazdag felsőoligocén faunájától, melyben a Pectunculussok aránya 90%, és mint erre már rámutattam (1953) ez az arány hasonló a leányfalui Csaba kútja alatti homokéval (1933). De ezenkívül még a rétegsor is egyező, mivel itt is a kövületes lerakódás fedőjét andezittufa alkotja. Az 1935-ben általam vizsgált helembei Duna-fenék fúrások, melyeknek két szelvénye a Garam és Ipoly torkolata között tárta fel a rétegeket, ugyancsak hasonló eredményt hozott. Ugyanis a folyami kavics, homok és andezitagglomerátum törmelék alatt az agglomerátum, tufa, néhol sötétszürke andezit a felsőoligocén homokkő, homok és széncsikós agyagrégekre települ. Ez pedig általában megegyező hegységünk felsőoligocén üledékeinek kifejlődésével.

A távolabbi észak-magyarországi területeken, mint pl. a felszínen Egernél is tanulmányozható, az oligocén egyenlőtlenül erodálódott felszínére rakódtak le

\* Régebbi szerzőknél *P. obovatus*, mint a hazai felsőoligocén vezéralakja szerepel, de újabban Báldi T. (1962) részletes vizsgálatai kimutatták, hogy ez a meghatározás mindenütt helytelen s ezek az „obovatus”-ok a *Glycymeris latiradiata* Sandberger fajt képviselik.

a miocén eruptív rétegek. Az utóbbiakat hol a felsőoligocén (Eger), hol pedig a rupéli emelet agglutinált, homokos házú Foraminiferákkal jellemzett szintjére települve találjuk. Az ilyen kövületes felsőoligocénre, — mint a leányfalui, dunabogdányi, helembai, valamint az egri, — települő tufarétegek hasonlóságára 1953 és 1961-ben már reámutattam. Míg a rupéli emeletbe tartozó üledékekre rakódott miocén tufás összleteket a szénhidrogéneket kutató Tard I., Mezőkövesd I., II., számos mezőkeresztési és Demjén-környéki fúrás tárta fel. A Tard I. sz. 634 m. a mezőkeresztési II. sz. 641 m vastagságban, a mezőkeresztési pedig 605—634 m között harántolta, az itt legvastagabb tufaösszlet a mező É—ÉK-i részén (62, 61, 21. sz.), míg a 249—263 m-es legvékonyabb tufavastagság érdekes módon szintén a terület É—ÉK-i részén volt megfigyelhető. A demjéni vonulatnak a lerakódásoknak vastagsága 20—200 m-nek bizonyult. (Egyébként egészen hihetelen vastagságúak egyes fúrásokban az eruptív rétegek. Így Mezőkeresztstől ÉNy-ra eső Mezőnyárad 2. sz fúrásban 1450 m., míg Mezőkeresztstől DK-re ugyanolyan távolságra fekvő 23. sz. fúrásban 1143 m vastag; a nyíregyházi fúrás pedig 980 m-től a 2579 m-es talpmélységig dacit, illetve riolituffat harántolt.)

Mindezek az adatok mind azt látszanak bizonyítani, hogy az oligocén és alsómiocén fordulón a kiemelkedés és az ezzel bekövetkezett lepusztulás az eddigi véleményeinkkel ellentétben jóval nagyobb arányú volt. Ezt a kiemelkedést hazánk területén a szávai mozgások különböző mértékben, erősségben és időtartamban lefolyt megnyilatkozása határozta meg.

Visszatérve a Szentendre—Visegrádi-hegységre vonatkozó kérdésre, szerintem földtörténeti szempontból a faunával jól definiált felsőoligocén rétegekre közvetlenül települő, illetve abból fokozatosan kifejlődött anomias homokrétegek nem alsómiocén korúak, hanem úgy tekintendők, mint a már rupéli emelet végén megindult, nagyobb területen is megfigyelhető általános regreszió egyik végső, felsőoligocén végi, már a faunában is erős (*Anomia*, *Ostrea* gyakoriság) csökkentsősvízi behatásokat tükröző és a szedimentációs ciklust lezáró tagjai. Vagyis igazat kell adnom a bevezetőben említett különös aposztrófációnak, ha nem is a feltételezett ok miatt. Itt önkéntelenül is eszembe jut a kiváló etnológus, F r a z e r-nek mondása: „Tudásunk nem egyéb, mint a tévedéseink jelenlegi állapota, de e tévedések nélkül nem haladna előre a tudomány.”

### Irodalom

- B á l d i, T. (1962): *Glycymeris* s. str. des europäischen Oligozäns und Miozäns. Annales Mus. Nat. Hung. 54. — B á l d i T. (1965): A felsőoligocén pektunkulusos és cyrénás rétegek települési és földrajzi viszonyai a Dunazug-hegységben. Földt. Közl. 95. — B a r t k ő L. (1937): Földtani és őslénytani adatok Rákosszentimány és környékének oligocén—miocén kori rétegeihez. — B ö c k h H. (1899): Nagy-Maros környékének földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. XIII. — F ö l d v á r i A. (1929): Adatok a Bia-Tétényi plató oligocén—miocén rétegeinek stratigráfiájához. Annales Mus. Nat. Hung. XXVI. — F ö l d v á r i A. (1932): A tervezett újabb városligeti artézi kút előkészítő fúrásai. Földt. Közl. LXII. — H a n t k e n M. (1867): A pomázi Mesellahegy földtani viszonyai. Földt. Társ. Munk. III. — H o r u s i t z k y F. (1939): A budapestkörnyéki dunabalti partidombvölgéi földtani képződményei. Földt. Int. Évk. 1938—35. évről, II. — H o r u s i t z k y F. (1942): Földtani tanulmányok a déli Cserhátonban. Földt. Int. Évk. 1936—38. évről, II. — K o c h A. (1871): A Szt.-Endre—Visegrádi és a Pilis-hegység földtani leírása. Földt. Int. Évk. I. — K o c h A. (1875): A kőzetek tanulmányozásának módszerei alkalmazva a Sz.-Endre—Visegrádi trachyt-csoport kőzeteire. Értekezések a Term. tud. Köréből, VI. köt., XI. — K o c h A. (1877): A Dunai Trachyt-csoport jobbparti részének (Szent-Endre—Visegrád—Esztergomi hegycsoport) földtani leírása. — M a j z o n L. (1933): Leányfalú és környéke harmadkori üledékeinek geológiai és paleontológiai leírása. — M a j z o n L. (1940): Helembai Dunafélfúrások vizsgálata. Földt. Int. Évi Jel. 1938—35. évről, IV. — M a j z o n L. (1953): Adatok a délszlavákiai dunamenti katti rétegek faunájához. Földt. Int. Évi Jel. 1941—42. évről. — M a j z o n L. (1956): Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. Földt. Közl. LXXVII. — M a j z o n L. (1961): Az észak-magyarországi oligocén rétegtani taxidórása foraminifera-tanulmányok alapján. Földt. Közl. 91. — M é h e s K. (1942): Földtani tanulmányok a dunabogdányi Csódi-hegy környékén. Vitaültes Beszámoló Munkalátai. — N o s z k y J. id. (1926): A Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén—miocén rétegei. I. Az oligocén. Ann. Mus. Nat. Hung. XXIV. — N o s z k y J. id. (1935): Budapest környékének helvéciumi rétegei. Földt. Közl. LXV. — S c h a f a r z i k F. (1902): Magyarország Budapest és Szentendre vidéke reambulált laphoz. — S c h a f a r z i k F. és V e n d l A.: (1929): Geológiai kirándulások Budapest környékén. — S t a c h e, G. (1866): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Waitzen in Ungarn. Jahrb. geol. R. A. III. — S z a l a i T. (1924): Új adatok Pomáz és környékének geológiaiához. Földt. Közl. LIV. — W e i n G y. (1939): Szentendre környékének földtani viszonyai. Földt. Közl. LXIX.

# Kísérlet a bauxitos ilmenit keletkezésének és bomlásának fizikai-kémiai értelmezésére

Mindszenty Andrea\*

**Összefoglalás:** Szerző a dolgozatban ismertetett gondolatmenet szerint a hazai bauxitok 0,06–0,20 mm  $\varnothing$  frakciójában található jókristályos ilmenitet allotigénnek tartja. Megállapítja, hogy a szemcsék felületén az epigén továbbnövekedés lehetősége fizikai-kémiai szempontból nem kizárt, bár eddig felületi csiszolati vizsgálatokkal nem sikerült kimutatni.

A magyarországi bauxitok 0,06–0,20 mm  $\varnothing$  frakciójának 70–90%-a ferriilmenit (Kiss J., Vörös I., Geese E.—Mindszenty A., Komlóssy Gy.). A kristályok egy része ép, más része koptatott, korrodeált felületű. Az ép szemcséket a témával foglalkozó szerzők esetleg epigénnek, a koptatottakat allotigénnek tartják. Általános jelenség a ferriilmenitek bomlásos átalakulása finomkristályos rutillá. Az ilmenitbomlás leírásával eddig Kiss J. (1952), Geese E.—Mindszenty A. (1966, 1967), illetve a külföldi szakirodalomban Ziv, E. F. (1956), Hartmann, J. A. (1959), Karkhanavala, M. D. és Momin, A. C. (1959), Bailey, S. W. et al. (1955) és mások foglalkoztak. Fenti szerzők megegyeznek abban, hogy a bomlást a felszíni oxidáció idézi elő, de a bomlási mechanizmust részletesen nem elemzik.

Jelen dolgozat a következő két kérdésre keres választ:

1. Lehetséges-e energetikailag a bauxitképződés fizikai-kémiai viszonyai közt a 0,06–0,2 mm  $\varnothing$  mérettartományban jókristályos ilmenitkiválás?

2. Hogyan irányítják a bauxitos üledékekben a fizikai-kémiai hatók az ilmenit-bomlás folyamatát?

E két kérdés megválaszolásához a következők ismeretére lenne szükség:

1. az Fe, Ti, O, ill. OH elemekből álló különböző szerkezetű fázisok rácsenergiájára, remélve, hogy a rácsenergiák sorrendje kijelöli a képződő fázist.

2. A bomlási végtermék, a rutil, rácsenergiájára, remélve, hogy így a bomlással kapcsolatban is kirajzolódik egy bizonyos energetikai sorrend.

Az egzakt rácsenergia-számítás azonban az ilmenitkérdés esetében az alábbi nehézségekbe ütközik:

1. Az ismert energetikai számítások (Kittel, Born-Landé, Kapusztin-szkij, Ferszmann, Szádeczky) sztöchiometrikus alapokon állnak, összehasonlító igényrel nem tudnak tehát különbséget tenni azonos kémiai összetételű, eltérő szerkezeti konfigurációk között. A kvantummechanikai módszer (Born-Huang, Löwdin) pedig a nem-ideális, nem-tiszta-ionos anyagokra számítástechnikailag válik olyan bonyolulttá, hogy alkalmazására nem vállalkozhattunk.

2. A fenti számításokkal megadható kötési energiák nem jelölik ki egyértelműen a felszínen tapasztalható bomlási sorrendet.

3. Ha azt szeretnénk előre megmondani, hogy két szerkezeti lehetőség közül melyik valósul meg adott körülmények között, a reális mérlegeléshez ezeknek az adott körülményeknek kvantitatív megfogalmazására is szükség volna.

A nehézségeket az alábbiakban ismertetendő félkvantitatív gondolatmenettel próbáljuk — részben — áthidalni:

1. Az adott körülmények mérlegelését új energetikai fogalom — a környezet totális energiaszintje ( $U_{\text{tot}}$ ) bevezetésével kíséreljük meg.

\* Előadta a MFT Középdunántúli Szakosztályának 1969. V. 22-i ülésén.

$U_{\text{tot}}$ -ot a  $p$ ,  $T$ , redox- és pH-viszonyok, ill. a különféle oldatok aktivitása szabja meg:

$$U_{\text{tot}} = f(p, T, E(\text{pH}), a)$$

A független változók energia-jellegű, együttes figyelembevételét ezidőszert nem látjuk keresztülvihetőnek, de az éppen megoldandó feladat jellegétől függően, ésszerű elhanyagolásokat alkalmazva a formula egyszerűbbé tehető. Felszíni körülmények között pl. a nyomás  $p = \text{konst} = 1 \text{ atm}$  miatt elhanyagolható, a hőmérsékletet ( $T$ ) annyiban kell figyelembe venni, hogy befolyása a kémiai reakciókhoz — így az oldódáshoz is — szükséges aktivációs energiákat csökkenti, de itt is, minden esetben azonos értéket kell levonnunk a normál állapotra vonatkozó aktivációs energiákból. A környezeti redoxpotenciálját — fizikai-kémiai megfontolásokból kézenfekvően — a jelenlevő legmagasabb redoxpotenciálú redoxi rendszer pH- és koncentráció-függő standard redoxpotenciálja adja meg. Földfelszíni körülmények között ez az  $\text{O}_2/2\text{O}^{2-} + 0,815 \text{ V}$  rendszer. (Összehasonlításképpen: euxin-fáciesben a  $\text{S}^-/\text{S} = -0,51 \text{ V}$  lesz a meghatározó). A redoxpotenciál megadható kalorikus egységekben is az alábbi átszámítási kulcs szerint:

$$F(\text{cal}) = E(\text{Volt}) \cdot n \cdot 23,066 \quad (\text{Százeczy. 1950})$$

ahol  $F$  = redoxfolyamat szabadenergiaváltozása,  $E$  = redoxpotenciál,  $n$  = redoxfolyamatban résztvevő elektronok száma.

2. A felszíni bomlási sorrend kijelöléséhez célszerűen bevezetjük a dekompozíciós energia ( $U_d$ ) fogalmát, mely az ásványok szárazföldi felszíni bomlásának megindításához szükséges energiamennyiséggel egyenlő. Nagyságát első közelítésben a kristály pH-függő oldhatósága, továbbá a felépítő elemegyüttes redukált állapotú tagjai közül a legkisebb standard redoxpotenciálú elem adott koncentráció-viszonyokra vonatkozó pH-függő redoxpotenciálja szabja meg.  $U_d$  tehát függvénye  $S(\text{pH}, T)$ -nek és  $E(\text{pH})$ -nak.

A függvény közelítőleg az

$$U_d = E_{\text{min}} + \frac{RT}{nF} \ln \frac{(\text{OX})_{\text{min}}}{(\text{red})_{\text{min}}} \cdot S(\text{pH}, T)$$

összefüggést követheti, ahol  $E_{\text{min}} = U_d$ -t megszabó elem standard redoxpotenciálja;  $R$  = univerzális gázállandó  $T$  = abszolút hőmérséklet;  $n$  = a redoxfolyamatban résztvevő elektronok száma.  $F$  = Faraday-állandó.  $\frac{(\text{OX})_{\text{min}}}{(\text{red})_{\text{min}}}$  = a megszabó elem oxidált és redukált alakjának koncentráció-viszonya.  $S(\text{pH}, T)$  = a kristályos fázis oldhatósági szorzata.

3. A képződési sorrendek kijelöléséhez, az energia-minimumra való törekvés törvényének ismeretében a potenciális energia volna a legalkalmasabb mennyiség. Ezt azonban nem minden esetben tudjuk pontosan számszerűen megadni, így meg kell elégednünk a potenciális energiával arányos kötési energia használatával (a továbbiakban Ferszman féle EK alapon).

Jelenleg megoldatlan a bonyolultabb összetételű polimorf módosulatok potenciális energia-különbségeinek kötéstípus és elemi összetétel ismeretében történő számítása. (Ha kalorikus adatok mérésére lehetőség van, akkor ismert termodinamikai módszerekkel jó közelítésű eredményeket kaphatunk. Az ilmenit-kérdésben azonban, ahol pl. korund-rácsú ill. goethit + anatóz típusú Fe-Ti-oxidok képződésének elvi mérlegelése a feladat, ez a lehetőség nem áll fenn.) Ilyen esetekben megfelelően alkalmazható a kvalitatív megfontolások nyújthatnak segítséget.

Az előzőekben definiált  $U_{\text{tot}}$ ,  $U_d$  és a rács potenciális energiája között a következő összefüggések megfogalmazását tartjuk szükségesnek:

$$1. \quad -U_{\text{pot}} = U_{\text{tot}} + \Delta U \quad \Delta U \neq 0$$

vagyis adott ionokból álló, adott szerkezetű kristályos fázis meghatározott körülmények között csak akkor képződik, ha az energiaminimum feltétele mellett kielégíti az  $|U_{\text{pot}}| > U_{\text{tot}}$  feltételt is, tehát potenciális energiája abszolút értékben, tetszőlegesen kicsiny  $\Delta U$ -értékek meghaladja a környezetet totális energiaszintjének értékét.

2. Egy ásvány stabilitását az  $U_d$  dekompozíciós energia és az  $U_{\text{tot}}$  környezeti energianív viszonya szabja meg. Ha  $U_d > U_{\text{tot}}$ , az ásvány nem bomlik el, ha  $U_d < U_{\text{tot}}$  a

\* Nernst-képlet.

bomlás megindul. Időbeli lefolyása valószínűleg függ az  $U_{\text{tot}} - U_d$  különbség nagyságától; felszínen a környezet energiaszintjét meghatározó redoxi-rendszer oxidált alakjának koncentrációjától ( $O_2$ -koncentrációtól!), továbbá az ásvány fizikai állapotától (fajlagos felület!), és az  $O_2$ -koncentrációt szabályozó talajvíz mennyiségétől és áramlási viszonyaitól is.

Általánosságban azt mondhatjuk, hogy az  $O_2/2O^{--}$  rendszer  $+0,815V$  redoxpotenciáljánál kisebb standard redoxpotenciálú redukált alakú ionokat tartalmazó fázisok oldhatósági szorzatuktól függetlenül instabilak a felszínen. A stabilitás meghatározásában csak a redukált alakú ionokat nem tartalmazó fázisoknál van az oldhatósági szorzatnak lényeges szerepe.

A továbbiakban az ismertetett gondolatmenet alkalmazásával kísérjük meg az ilmenitképződés lehetőségének mérlegelését:

### A bauxit ilmenitjének keletkezése

A bauxitos üledékek eredetével foglalkozó szerzők általában megegyeznek abban, hogy a bauxit kiinduló anyaga trópusi klímán létrejött, felszíni, kémiai mállástermék.

A felszíni trópusi mállás kémiaileg oxidációs hidratáció, melynek fő tényezője a levegő és a talajvíz oxigénje és maga a csapadék- ill. talajvíz.

Ismeretes, hogy felszíni pH és  $E$  határok között a vas ferri formában szerepel, és oldhatósága vizes oldatban olyan kicsiny, hogy a málló ásvány kristályrácsából a víz hatására hidratált kationként kiszabadulva azonnal kicsapódik diszperz eloszlású vashidroxid-kolloidként. Tehát felszíni, oxidatív körülmények között a vas ionosan nem szállítható, a vashidroxid-kolloid azonban, viszonylag stabilis oldatként vándorolni képes. Elektrolit hatásra koagulál, és leülepedve gélöregedéssel goethitté alakul (K u h n A. 1963, S c h w e r t m a n n U. 1959). Ha összehasonlítjuk néhány vasoxid-módosulat és a goethit potenciális energiáit közelítőleg reprezentáló kötési energiáit (magnetit:  $18,62 \cdot 256,1$  kcal/mol; martit:  $21,65 \cdot 256,1$  kcal/mol; hematit:  $14,95 \cdot 256,1$  kcal/mol; goethit:  $7,07 \cdot 256,1$  kcal/mol) akkor látható, hogy a goethitté-alakulás valóban energetikailag szűkségszerűség ( $U_{\text{pot}} - \text{minimum!}$ ). Megjegyezzük, hogy a magnetit az  $|U_{\text{pot}}| > U_{\text{tot}}$  feltételt is szerli, mert az erősen oxidatív környezet a ferro-ionokra nézve magas  $U_{\text{tot}}$  értéket képvisel.

Az ismertetett kolloidkémiai tulajdonságok a titánra is vonatkoznak azzal a kiegészítéssel, hogy a titánoxidhidrát gélöregedéssel anatózá alakul (K u h n, 1963), melynek kötési energiája:  $11,5 \cdot 256,1$  kcal/mol.

Vizsgáljuk most meg, mi történik akkor, ha — mint valószínűleg a bauxitképződés során is — vegyes Fe—Ti kolloidok együttes leválása következik be. A Fe—Ti-oxid (ferriilmenit) kötési energiája:  $18,2 \cdot 245,1$  kcal/mol, nagyobb, mind a goethit, mind az anatóz ( $11,50 \cdot 256,1$  kcal/mol) kötési energiájánál, a ferriilmenit pedig az  $|U_{\text{pot}}| > U_{\text{tot}}$  feltételt nem elégíti ki. Okunk van tehát feltételezni, hogy, amennyiben a környezet a Fe és Ti számára kolloid kiválási lehetőséget biztosított (s ez recens tapasztalatokból extrapolálva (M a i g n e n, R. 1966) valószínűsíthető), azok végül is goethit + anatóz formájában állandósultak. A bauxitokban a lehetőséget alátámasztani látszik a röntgendiffrakciós úton kimutatott anatóz (B á r d o s s y, 1961), amely a törmelékes frakcióban csak igen kis részben jelentkezik (G e c s e, 1969), nagy része tehát nyilván a kolloid mérettartományban üled.

A bauxitképződés epigenetikusszakaszában az üledéket átjáró, fedőből származó, alacsony pH-jű, redukzív oldatok hatására a vas mobilizálódik és ionosan kezd vándorolni. A lassan migráló ferro-ionok egy részét az allotigén Fe—Ti-oxidok felületi részvonalai lekötethetik, lokálisan az  $|U_{\text{pot}}| > U_{\text{tot}}$  feltétel teljesülhet, s az allotigén ásványzemszék felületén ily módon képződő vékony továbbnövekedési kéreg helyenként a helyben keletkezés látszatát keltő ép kristályformákat hozhat létre. Amint az oldat pH-ja, és/vagy a redoxpotenciál megnő, a vas azonnal kicsapódik és egy ideig még Fe-hidroxid-kolloidként mozoghat, majd a vízmozgás lassulásával az üledék porusaiban lerakódik és gélöregedéssel feltételezhetően a primer vashidroxid-kolloidokhoz hasonló goethitté alakul.

Az epigén továbbnövekedési kéreg kimutatása érdekében megvizsgáltunk néhány ferriilmenit dúsítmányból beagyzásos módszerrel készült felületi csiszolatot. A Rathe-now ill. Min-8 éromikroszkópok felbontóképességének határain belül a zemszék peremlein lényegesen eltérő reflexiójú, kétségkívül epigén eredetű továbbnövekedési réteget

nem tudtunk kimutatni. Esetleges későbbi mikroszonda elemzéssel az allotigén szemcsétől várhatóan eltérő nyomelemösszetételű kéreg jelenléte, vagy hiánya véleményünk szerint bizonyítható lenne.

Fenti gondolatmenet értelmében a bauxitképződés főszakaszában az ilmenitképződés lehetősége tehát energetikailag kétséges, az epigén továbbnövekedés azonban nem kizárt, noha mikroszkópi megfigyelések ezt egyelőre nem igazolják.

## A bauxit ilmenitjének bomlása

Tekintve, hogy az ilmenit  $Fe^{++}$ -t tartalmaz, felszíni körülmények között instabilis a bauxitban, mint erősen oxidált üledékben, a  $\Delta U$  elegendő nagy lehet ahhoz, hogy az átalakulás megindulhasson. (A meghatározó redoxpotenciálok:  $+0,77$  és  $+0,815$  V).

A  $Fe^{++}$  oxidációja  $Fe^{+++}$ -vé a felületen ill. a hasadások, repedések mentén indul meg. Az oxidáció sebességére nézve a Zunder-féle ún. parabolikus időtörvény\* gyakorlati Zunder-állandójának különböző  $Fe$ -oxidációs folyamatokra meghatározott értékei adhatnak némi útbaigazítást:

oxidáció	hőm. °C	gázösszetétel térf% össznyomás 1 atm	$k^*g^2 cm^{-4} sec^{-1}$
Fe/FeO	800	60,70% H <sub>2</sub> O H <sub>2</sub>	$5,3 \times 10^{-8}$
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1000	90 H <sub>2</sub> O 10 Ar	$8,1 \times 10^{-9}$
Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1000	100 O <sub>2</sub>	$2,2 \times 10^{-9}$
	1100	100 O <sub>2</sub>	$1,0 \times 10^{-9}$
Fe-oxidáció levegőben	225		$2,8 \times 10^{-10}$
1 atm.	800		$2,8 \times 10^{-8}$

(Landolt-Börnstein adatai alapján)

Az oxidáció sebességét nyilván befolyásolja az előzőekben már említett talajvíz áramlás és a talajvíz O<sub>2</sub>-koncentrációja. Az oxidáció előrehaladtával az ilmenitben a  $Fe^{++}/Fe^{+++}$  arány egyre inkább a  $Fe^{+++}$  javára tolódik el (Bailey és társai ezt több kémiai elemzéssel igazolják) és közben bár ily módon a redukált alak koncentrációjától is függő  $U_d$  dekompozíciós energia növekszik, az ásvány és a környezet energetikai egyensúlya mégsem állhat be, mert az  $Fe^{++}$ , Ti, O számára megfelelő minimális potenciális energiát jelentő geometriai elrendeződés az  $Fe^{+++}$ , Ti, O számára már nem jelenti a lehetséges elrendeződések minimális  $U_{pot}$ -ját. A szerkezet a hematit-korund típushoz közelebb álló geometriába rendeződik (ezzel magyarázható, hogy a bauxitokból kiperarát ferriilmenit rácsállandója már a hematithoz áll közelebb (Gecse — Mindszenty, 1967) (hematit:  $U = 14,95 \cdot 256,1$  kcal/mól).

Az előzőekben felhívtuk már a figyelmet arra, hogy az ilmenit-oxidáció egyik lényeges tényezője az oxigéntartalmú talajvíz és hogy vizes közegben a Fe hajlamos a hidratációs oxidációra, hidratált formában pedig kolloidális kicsapódásra. Eszerint az oxidációs felületek mentén az oxidáció előrehaladtával a rácspontokban elhelyezkedő  $Fe^{++}$ -ionok  $Fe^{+++}$ -vé oxidálódva a pH-tól függően a vízzel vashidroxid-kolloidot képezve eltávoznak, vagy a felületen megtapadnak. Humusz-kolloidok jelenléte a bomlásnak ezt a fázisát még nem tisztázott módon bonyolítja. A rácspan maradt Ti- és O-ionok számára a ferriilmenit szerkezetben betöltött geometriai pozíciók nem biztosítanak megfelelő minimális potenciális energiát, ezért új elrendeződést vesznek föl; a szerkezet a külső alak pszeudomorfozása szerű megtartásával fokozatosan a kisebb potenciális energiát jelentő rutil-szerkezethez közeledik. A rutilpszeudomorfozák felületén megfigyelhető sima vörösbarna bevonat a felületen megtapadt vashidroxid-kolloidoktól eredhet. Hogy a ferriilmenit-szemcsék a bomlással szemben különböző ellenállóképességet tanúsítanak, azzal magyarázható, hogy a különböző mennyiségű redukált alakú vasat tartalmazó szemcsék-nél az átalakulás sebességét végső fokon megszabó  $U_{tot} - U_d$  is különböző.

Az ilmenit-átalakulás fázisai tehát a fentiek szerint a következők:

1.  $Fe^{++} \rightarrow Fe^{+++}$  átalakulás, mert  $U_d < U_{tot}$  és a szerkezet a hematit-típusoz közeledik, mert  $U_{pot}(ilmenit) > U_{pot\ minimum}(Fe, Ti, O)$
2.  $Fe^{+++}$  hidratációja és kicsapódása

$K^* = \left(\frac{dm}{q}\right)^2 \cdot \frac{1}{t}$  (a fémek felületén megfigyelhető oxidáció sebességére vonatkozik)  $m$  = össztömeg (mg);  $q$  =  $\infty$  felület (cm<sup>2</sup>);  $k^*$  = gyakorlati Zunder-állandó ( $g\ cm^{-4}\ sec^{-1}$ );  $t$  = idő (sec).

3. A szerkezet a rutil-típushoz közeledik, mert  $U_{\text{pot(Ti, O)}} > U_{\text{pot minimum(Ti, O)}}$

Az átalakulás fázisai Bailey és társai szerint:

1. ilmenit-rács zétesése,
2. az anyag röntgenelemzéssel amorf Fe—Ti-oxid jellegzetességeit mutatja,
3. finomkristályos rutil orientált halmaza jön létre.

Köszönetnyilvánítás. A munkám közben nyújtott támogatásért dr. Sztróka Kálmán egyetemünk tanárának és dr. Vörös István adjunktusnak (ELTE Ásványtani tanszék), a fizikai rész lektorálásáért pedig dr. Boschán Péter adjunktusnak (ELTE Elméleti Fizikai tanszék) és Bérczi János tanársegédnek (ELTE Ásványtani tanszék) szeretnék köszönetet mondani.

## Irodalom — References

- Bailey, S. W.—Cameron, E. N.—Spedden, H. R.—Weege, R. J. (1955): The alteration of ilmenite in beach sands. Econ. Geol. 51. 3. p. 283. — Bárdossy, Gy. (1961): A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. MÁFI Alk. Kiadv. — Bárdossy Gy. — Bárdossy Lieszkovszky Zs. (1953): Adatok a titán geokémiájához. Földt. Közl. 83. 7—9. — Baur, W. H. (1956): Über die Verfeinerung der Kristallstrukturbestimmungen einiger Vertreter der Rutiltyps. Acta Cryst. 9. p. 515. — Buzágh A. (1952): Kolloidika II. Budapest — Curnow, P.—Parry, R. (1954): Oxidation changes in natural ilmenite. Nature 174. p. 1101. — Erdey-Grúz T. (1961): Az anyagszerkezet alapjai. Műsz. Könyvk. — Gecse E. (1969): A nagygyűháza-óbaroki bauxittelep ásvány- és közetani vizsgálata. Egyetemi diplomadolgozat — Gecse E.—Mindszenty A. (1966, 1967): Bauxit-szelvények mikromineralógiai vizsgálata. Diákévi pályamunka — Gecse E.—Mindszenty A. (1967): Bauxitok ilmenitjének mágneses vizsgálata. Diákévi pályamunka — Hartman, J. A. (1959): The titanium mineralogy of certain bauxites and their parent minerals. Econ. Geol. 54. p. 1850. — Ермолаев, М. М. (1966): Вычисление значений свободных энергий некоторых гипертенных рудолитов. Кора выветривания. Выпуск 7. Изд. Наука. Москва. — Karkhanavala, M. D.—Momin A. C. (1959): The alteration of ilmenite. Econ. Geol. 54. p. 1095. — Kiss, J. (1952): La constitution mineralogique de la bauxite de Nézsa. Acta Geol. I. p. 1. — Kiss J.: Iszkaszentgyörgyi bauxitminták mikromineralógiai vizsgálata. Kézirat — Kittel Ch. (1966): Bevezetés a szilárdtestfizikába. Műsz. Könyvk. — Komlóssy Gy. (1969): Az iszkaszentgyörgyi bauxitterület földtani és teleptani viszonyai. Egyetemi doktori értekezés — Krumbain, W. C.—Garrels, R. M. (1952): Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. Journ. Geol. 60. p. 1—33. — Kuhn, A. (1963): Kolloidkémiai zsebkönyv. Műsz. Könyvk. — Landolt-Börnstein: Zahlenwerte und Funktionen 6. Aufl. Bd. II. 5. Beitr. Hauffe — Maignen, R. (1966): Review of research on laterites. UNESCO Natural Resources Research IV. — Mindszenty A. (1969): Az újbarok-vázospusztai bauxittelep éréföldtani és ásványtan-geokémiai vizsgálata. Egyetemi diplomadolgozat — Schwertman, U. (1959): Mineralogische und Chemische Untersuchungen an Eisenoxiden... Neues Jahrbuch für Miner. Abhndl. 93. p. 67. — Slaughter, M. (1966): Chemical binding in silicate minerals, Part I. Modell for determining crystal-chemical properties. Part II. Computational methods and approximations for binding energy of complex silicates. Part III. Application of energy calculations to the prediction of silicate mineral stability. Cosmochim. et Geochim. Acta 30. 3. p. 99—323. — Szádeczky-Kardoss E. (1950): Geokémia. Akad. Kiadó. — Vörös I. (1958): Iszkaszentgyörgyi bauxitszelvények mikromineralógiai és nyomelemvizsgálata. Földt. Közl. 88. 1. — Vörös, I. (1968): Ferri-ilmenite dans la bauxite de Iszkaszentgyörgy (Bakony-Montagne, Transdanubie, Hongrie). Travaux de l'ICSOBA, 5. Zagreb — Зив, Е. Ф. (1956): Рутилизация илменита в гипертенных условиях. Изд. Акад. Наук. СССР. Сер. Геол. №1 — Joung, B. A.—Ven Post (1962): Electron density and thermal effects in alpha quartz. Acta Cryst. 15. 337.

## Tentative physico-chemical interpretation of the genesis and alteration of ilmenite in bauxites

A. Mindszenty

Having examined the energetical conditions of the origin and alteration of 0.06 to 0.2 mm diameter in bauxites, the present author has made the following contributions to the known condition of potential energy minimum controlling the formation and alteration of the mineral:

$$I. \quad U_{\text{pot (minimum)}} = U_{\text{tot}} + \Delta U \quad \Delta U \neq 0$$

that is to say that, under particular conditions, a crystal phase of given structure, consisting of given ions, will be formed only when both the energy minimum condition and the  $|U_{\text{pot}}| > U_{\text{tot}}$  condition are granted, i.e. when the potential energy of the crystal phase ( $U_{\text{pot}}$ ), expressed in absolute value, will exceed the total energy level ( $U_{\text{tot}}$ ) of the environment by an arbitrarily low  $\Delta U$  value.

$$U_{\text{tot}} = f(p, T, E(\text{pH}), a)$$

where  $p$  = pressure,  $T$  = absolute temperature,  $E(\text{pH})$  = oxidation-reduction potential,  $a$  = activity.



With certain neglects depending on the nature of the task, the introduction of  $U_{\text{tot}}$  makes it possible to assess semi-quantitatively the circumstances of mineralization and alteration.

In case of minerals insoluble in water (ilmenite), under the conditions existing on dry land because of  $p = \text{const} = 1 \text{ atm}$  and  $T \sim \text{const}$  the energy level of the environment is defined decisively by the oxidation-reduction conditions, more precisely by the standard oxidation-reduction potential  $\text{O}_2/2 \text{O}^- + 0,815 \text{ V}$  of the available system of highest oxidation-reduction potential.

2. The stability of a mineral is determined by the relation of the energy of decomposition ( $U_d$ ) to the energy level of the environment ( $U_{\text{tot}}$ ):

If  $U_d > U_{\text{tot}}$ , the mineral will not alter.

However, if  $U_d < U_{\text{tot}}$  alteration will set in.  $U_d$  is the amount of energy necessary for the initiation of mineral alteration. Under the conditions of a dry land surface, its variation can be approximated by the use of the functional relationship

$$U_d = E_{(\text{omin})} + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[\text{ox}]_{\text{min}}}{[\text{red}]_{\text{min}}} * S(pH, T)$$

where

$E_{(\text{omin})}$	= the standard oxidation-reduction potential of the element defining $U_d$
$R$	= universal gas constant
$T$	= absolute temperature
$n$	= number of electrons involved in the oxidation-reduction process
$\frac{[\text{ox}]_{\text{min}}}{[\text{red}]_{\text{min}}}$	= concentration ratio of the ox. and red. forms of the controlling element
$S(pH, T)$	= solubility product of the crystal phase
*	= Nernst formula

Let us formulate now the above in general terms: the phases, containing ions of reduced form and having a standard oxidation-reduction potential inferior to the potential  $+0,815 \text{ V}$  of the  $\text{O}_2/2 \text{O}^-$  system, are unstable on dry land independently of their solubility product. As regards the determination of stability, it is only in phases lacking ions of reduced form that the solubility product does play an essential role.

Using the above semi-quantitative relationships as a working hypothesis, one can draw the following conclusions as to the formation and alteration (or decomposition) of ilmenite in bauxites:

1/a. In the main phase of bauxitization, in the 0,06 to 0,2 mm diameter range, the development of well-crystallized ilmenite is energetically unjustified, since the ilmenite phase does not satisfy either the condition of potential energy minimum, or the  $U_{\text{pot}} > U_{\text{tot}}$  condition.

1/b. In the epigenic phase of bauxitization, additional epigenic growth on the surface of allothigenic ilmenite crystals on account of Fe-mobilizing solutions cannot be precluded energetically, though the phenomenon cannot at present be verified by observations under the microscope.

2. The degree of alteration of ilmenite may be different in dependence on the  $\text{Fe}^{++}$  content, but the process of alteration will start with existing  $U_{\text{tot}} > U_d$  conditions accompanied by structural rearrangements satisfying the  $U_{\text{pot}}$  minimum condition.

Phases of alteration:

- (1) Alteration  $\text{Fe}^{++} \rightarrow \text{Fe}^{+++}$ , because  $U_d < U_{\text{tot}}$  and the structure approaches the hematite type, because  $U_{\text{pot}(\text{ilm})} > U_{\text{pot}(\text{min})(\text{Fe}, \text{Ti}, \text{O})}$
- (2) Hydration and precipitation of  $\text{Fe}^{+++}$
- (3) The structure approaches the rutile type, because  $U_{\text{pot}(\text{Ti}, \text{O})} > U_{\text{pot}(\text{min})(\text{Ti}, \text{O})}$

# Globigerinelloides algerianus Cushman et Ten Dam a dunántúli apti képződményekben

dr. Sidó Mária\*

(2 táblával)

Összefoglalás: Szerző a *Globigerinelloides algerianus* Cushman et Ten Dam magyarországi előfordulásait ismerteti külszíni előfordulásokból és mélyfúrásokból.

Hangsúlyozza a faj rétegtani jelentőségét, mely szerint az apti emeletre, elsősorban annak felső részére, jellemző. A mellékelt ábrákon a faj erős változékonyságát mutatja be.

1967-ben a genfi „Plankton konferencián” előadott „Magyarországi kréta korú plankton Foraminiferák rétegtani szerepe” című dolgozatomban közöltem a *Globigerinelloides algerianus* faj jelenlétét és hangsúlyoztam rétegtani jelentőségét.

Köztudomású, hogy ez a faj, az eddigi irodalmi adatok alapján, a felsőapti emelet szintjelző ősmaradványa. Egyes szerzők Földünk több pontjáról, így É-Afrikából, Ázsia, Kelet és Nyugateurópa különböző lelőhelyeiről közlik és szintén hangsúlyozzák fontos rétegtani szerepét.

Magát a *Globigerinelloides* nemzetséget 1948-ban Cushman, A. J. és Ten Dam, A. írták le algériai, akkor felsőkrétának tartott képződményekből. Rendszertani helyzete az első időkben vitatott volt. Leíróik a nemzetséget eredetileg a *Globigerininidae* családba sorolták, majd Loeblich, A. R. Jr. és Tappan, H. (1957) a *Hantkeninidae*, később Sigal, J. (1958) a *Planomalininidae* családba és végül Loeblich és Tappan (1964) a *Globigerinacea* főcsalád *Planomalininidae* családjába helyezték.

A nemzetség fő jellegzetessége a fiatalon trochoid, felnőtt korban pedig egy síkban felcsavart ház és a másodlagos, csökevényesedett ajaklemezek, nyílások. A házat alkotó kamrák köldökvégződése nyújtott és így a kamrák alakja megnyúlt háromszögletű. A nyílás közepes méretű, ajkas és az utolsó kamra alján helyezkedik el. A házfal jellegzetesen vastag, mészvázú, többrétegű, sugaras szerkezetű.

A nemzetségnek számos faja ismert a kréta időszakban a barremi emelettől a szenogi bezárólag. Legjellegzetesebb a genotypusnak választott *Globigerinelloides algerianus*, mely kizárólag az apti, pontosabban a felsőapti emeletet jelzi.

A *Globigerinelloides algerianus* fajt 1948-ban Cushman, A. J. és Ten Dam, A. írták le a Ny-algeriai szintén felsőkrétának tartott képződményekből, melyeket később, a kísérő makrofauna alapján felsőaptinak minősítettek.

Glintzboeckel, S. és Magne, J. (1958) Tunisz városától Ny-ra, 15 km-nyi távolságban szintén az apti képződményekben megtalálták, mégpedig olyan üledékekben, melyeket felsőapti Ammonitesek jellemeztek, így a képződmények pontos rétegtani helyzete és egyben a faj időbeli elterjedése ismertté vált.

Gorbacsik, T. V. (1964) Krím félszigetéről, az Alma-medence felsőapti üledékeiből és a Központi Elő-Kaukázus Uruh-medencéjéből ugyancsak bebizonyítottan felsőapti képződményekből száznál több példányát tanulmányozta, igen beható változékonysági és házszerkezeti vizsgálatokkal. Gorbacsik pontos helymegjelölés nélkül, bulgáriai felsőapti előfordulásokra is hivatkozik, melyekből szintén számos példányt vizsgált hasonló eredménnyel.

Ny-Európából Mollade, M. (1966) közölt még fontos adatokat. Véleménye szerint a Voocsi-árok felsőapti (gargasien) képződményeire igen jellemző a faj.

Salaj, J. (1966) a Nyugati Kárpátok apti képződményének alsó szakaszára zónajelzőnek tartja. Egyébként ez az egyetlen adat e faj apti emelet mélyebb részében való előfordulására, amit Salaj, J. zónajelző *Deshayesites* fajokkal is bizonyít. Ezideig Magyarországon külszíni feltárásban és mélyfúrásból a dunántúli apti képződményekből számos példányban került elő a *Globigerinelloides algerianus*. Legelőször a tatai Kálvária-domb

\* Előadta a MFT Őslénytani Szakosztályának 1969. III. 3-1 előadójülésén

krinoideás mészkővének vékonycsiszolatában figyeltem meg, majd a Sümeg 1. sz. mélyfúrás 181 és 281 m között harántolt krinoideás mészkő vékonycsiszolatában találtam, valamint a mészkőbe települt márgapadok iszapolási maradékából kerültek ki elég jó megtartású, jól meghatározható példányai.

F ü l ö p J. (1964) a Bakony-hegység alsókréta képződményeinek tárgyalása során, meghatározásom után közölte és ábrázolta a Sümeg 1. sz. fúrás szelvényének apti szakaszából (p. 14., VI. tábla, 1. és 31. ábra) az *Anomalina* sp. és *Anomalina breggiensis* G a n d o l f i néven. Így a VI. tábla I. ábráján a *Globigerinelloides algerianus* C u s h m a n e t T e n D a m jellegzetes ekvatoriális metszetét láthatjuk. Ugyanott a 31. ábrán pedig a hedbergellás-ticinellás-globigerinelloides társulás kiiszapolt egységeit ábrázolta a szerző, köztük a *Globigerinelloides algerianus*-t is.

Az 1956-ban vizsgált tatai és 1960-ban ugyancsak átnézetesen vizsgált sümegi mélyfúrás anyagát revizió alá vettem. A rendelkezésemre álló anyag igen beható tanulmányozása alapján, a számos csiszolati példány és a kiiszapolt példányok összehasonlítása során, a *Globigerinelloides algerianus* jelenlétét kétséget kizáróan bizonyítani tudtam. A régebben „*Anomalina* sp.” és „*Anomalina breggiensis* G a n d o l f i”-nak határozott alakok, tehát azonosak a *Globigerinelloides algerianus* fajjal.

További területek apti képződményeinek vizsgálata során számos példányra még több helyütt is meghatározható volt és valószínűleg lesz is a jövőben. Így a Csehbánya 1. fúrás 322,8 m és az 5. mélyfúrás krinoideás mészkőösszetében 311,5, 362,5–366,7 m és a 398,2–401,8 m közti minták vékonycsiszolatában, valamint a Vízutató Vállalat által mélyített Kisbér 1. fúrás 750 m-ében harántolt kovás márga iszapolási maradékában és az alatta települő mészkő (764 m) csiszolatában a sümegihez és a tataihoz hasonló biofáciesben, ugyancsak plankton társulás volt megfigyelhető, az igen jellegzetes *Globigerinelloides algerianus*-szal. Az eddigi vizsgált és felsorolt lelőhelyek krinoideás mészkővé tehát a faj és a kísérő fauna alapján korra és fáciesre megegyezők.

A Sümeg 1. mélyfúrás különböző mélységközéből, így a 181,55 m, 185,75 m, 194,20 m, 209,40–216,70 m, 233,50–239,60 m, 244,3–246,30 m-ből csiszolati és kiiszapolt példányokon a faji bélyegek igen jól felismerhetők.

A fiatal és felnőtt példányok változékonysága a házméretek különbözőségében, az utolsó kanyarulat, a kamrák alakjában, megnyúltságában vagy kerekdedségében, a kamraszámok eltérésében, az ajaklemezek, a másodlagos nyílások alakjában, méretében mutatkozott.

Az I. tábla 1–16. ábráin 8 példány utolsó kanyarulatán a kamraszámok 7–13 között változnak.

A házak átmérője viszont 0,35–0,528 mm között változik. Példányaink nagyságukban az algériai és tunéziai alakokhoz hasonlítanak, különösen az utóbbiakhoz, amelyek közt, mint a mieink között is, sok olyan egyed van, melyeken az utolsó kanyarulat, de igen sokszor csak az utolsó 2–3 kamra, szétterül. A házak erősen vagy gyengébben laposak, különösen a köldöki részen. Kivétel egy-két egyed, melyeken az utolsó kamrák felfújtabbak (I. tábla, 14–15. ábra).

Kiiszapolt, néhány esetben sérült példányainkon (I. tábla, 1–4. ábra) és a csiszolati példányokon is (II. tábla, 1–2. ábra) a házfal vastagsága jól látszik és mérhető. Csiszolati példányokon pedig a ház sugaras felépítése és a porúcsatornák is felismerhetők. Egyik-másik példányunkon a nyílás az utolsó kamra alján jól látható, de ez legtöbb esetben kalcittal kitöltött.

A másodlagos nyílások és az ajaklemezek az erősen átkristályosodott példányokon alig látszanak. Legtöbb példányunkon az ajaklemezek összenöttek. Igen kevés példányon, így az I. tábla 1.–2. és 9.–10. ábráján, a megnyúlt ajaklemezek közül 2–3 látszik. Sarlóalakú ajaklemez csak 1–2 példányon volt megfigyelhető (I. tábla, 7–8. ábra).

A *Globigerinelloides algerianus*-szal jellemezhető echinodermatás mészkőfáciesnek gazdag mikrofaunatársulása van, ami az összleten belül sokszor eltérő és változatos mikrofáciesekben jelentkezhetik. *Foraminifera* együttese főleg plankton alakokból áll, de egyes mintákban a bentosz is elég nagy egyed- és fajszámmal szerepel. Ahol a plankton *Foraminifera* dominálnak, ott a *Spongia* és a *Radiolaria* maradványok is nagyobb egyedszámokban fordulnak elő. A mikrofaunát kevés *Ostracoda* is kiegészíti. Megjegyzem, hogy a Sümeg 1. fúrásban az apti emelet jelenlétét G ó c z á n F. palinológiai (in: F ü l ö p J., 1964) és B. B e k e M. *Coccolithophoridae* vizsgálatai szintén bizonyították.

Plankton alakok közül egyedül a *Globigerinelloides algerianus* C u s h m a n e t T e n D a m bizonyítja biztosan az apti emeletet. A kísérő alakok a *Globigerinelloides bentonensis* (M o r r o w), *Hedbergella infracretacea* (G l a e s s n e r), *H. trocoides* (G a n d o l f i), *H. washitensis* (C a r s e y), *Ticinella roberti* (G a n d o l f i), és a *Planomalina buxtorfi* (G a n d o l f i) az albai és sokszor még a cenománi emeletben is jelen vannak

még. Mellettük gyakori bentosz alakok a *Spiroplectinata* sp. *Dorothia* div. sp., *Marssonella oxycona* (Reuss), *M. trochus* (d'Orb.), *Atacophragmium* sp., *Meandrospira washüensis* Loeblich et Tappan, *Textulariella* cf. *minuta* Hofker, *Globorotalites* sp., *Conorboides* sp. *Gyroldina* sp. és *Lenticulina* div. sp.

## Táblamagyarázat — Explanations des Planches

### I. tábla — Planche I.

1-16 *Globigerinelloides algerianus* Cushman et Ten Dam Sűmeg 1. fűrás 233,50 m, 1-4., 7-8. ábra; 234,6 m, 5-6. ábra; 194,20-194,80 m, 13-14. ábra; 185,75-194,30 m, 9-10., 11-12., 15-16. ábra. 71× nagyítás  
*Globigerinelloides algerianus* Cushman et Ten Dam. Fig. 1. á. 4., 7. et 8.; Sondage de Sűmeg 1.; 233,50 m. Fig. 5. et 6.; Sondage de Sűmeg 1.; 234,60 m. Fig. 13. et 14.; Sondage de Sűmeg 1.; entre 194,20 et 194,80 m. Fig. 9. á. 12., 15. et 16.; Sondage de Sűmeg 1.; entre 185,75 et 194,30 m. Grossissements: 71×

### II. tábla — Planche II.

1-2. *Globigerinelloides algerianus* Cushman et Ten Dam; csiszolati példány. Sűmeg 1. sz. fűrás 244,3-245,10 m és 246,30-248,2 m; 115× nagyítás  
*Globigerinelloides algerianus* Cushman et Ten Dam; section; Sondage de Sűmeg 1.; entre 244,30 et 245,10 m. et entre 246,30 et 248,20 m.; Grossissements: 115×  
3. *Globigerinelloides* - hedbergellás - ticinellás - spongiá- mikrofauatársulás; Sűmeg 1. sz. fűrás: 233,50 m-ből; 25× nagyítás  
Fig. 3. Association à *Globigerinelloides*, Hedbergella, Ticinella et Spongiaires; Sondage de Sűmeg 1.; 233,50 m.; Grossissement: 25×

## Irodalom — Bibliographie

Cushman, A. J. - Ten Dam, A. (1948): *Globigerinelloides*, a New Genus of the Globigerinidae. Contr. Cushman. Lab. Forum Res. V. 24. p. 42-43. Pl. 8-fig. 4-6. holotyp. 6. fig. - Fűlűp J. (1946): A Bakonyhegység alsó-kréta (Beriazi-apti) képződményei. - Unterkreide-Bildungen (Berias-Apt) des Bakonygebirges. Geol. Hung., Ser. Geol. T. 13. p. 16. Pl. VI. fig. 1 et 31. - Glintzboeckel, S. - Magné, J. (1955): Sur la répartition stratigraphique de *Globigerinelloides algeriana* Cushman et Ten Dam 1948. Micropaleontology. Vol. 1. No 2 p. 153-155. - Gorbacsik, T. V. (1964): Izmensivoszti mikrosztruktura sztenki rakovinii *Globigerinelloides algeriana*. Paleontologiceszkij zurnal, 4. n. pp. 32-37. - Loeblich, A. R. Jr. - Tappan, H. (1964): *Protista 2. Sarcodina* (in Treatise on Invertebrate Paleontology. Vol. 2. p. 657. Fig. 528, 6. - Moullede, M. (1966): Étude stratigraphique et micropaleontologique du Crétacé inférieur de la «Fosse Vocontienne» Doc. Lab. Géol. Fasc. Sci. Lyon, No 15. - Salaj, J. - Samuel, O. (1966): *Foraminifera* der West-Karpaten-Kreide p. 101., Pl. 6, fig. 4 a, b. - Sidó, M. (1967): Stratigraphic value of *Foraminifera* in the Cretaceous of Hungary. Planktonic Conference. Geneva, Leiden, 1969. - Sigal, J. (1952): Aperçu stratigraphique sur le micropaléontologie du Crétacé; 19<sup>e</sup> Sess. Congr. Géol. Intern. Monograph. Région. Algérie, No 26, p. 28. - Sigal, J. (1955): Notes micropaléontologiques nord-africains, 4. Biticinella bregliensis (Gand.) nouveau morphogène. C. R. Soc. Géol. France, p. 35-57. Textfig. 1. - Sigal, J. (1958): La classification actuelle des fossiles Foraminifères planctoniques du Crétacé. C. R. Soc. Géol. France, p. 262-265.

## *Globigerinelloides algerianus* Cushman et Ten Dam, dans les formations aptiennes de la Transdanubie (Hongrie)

M. Sidó

L'espèce, décrite par Cushman A. J. et Ten Dam A. (1948) des formations de l'Algérie, — à l'époque considérées crétacé supérieur, — est un marqueur pour l'Aptien supérieur selon les auteurs (voir: Glintzboeckel S.-Magné J. (1958); Gorbacsik T. V. (1964); Moullede M. (1966)).

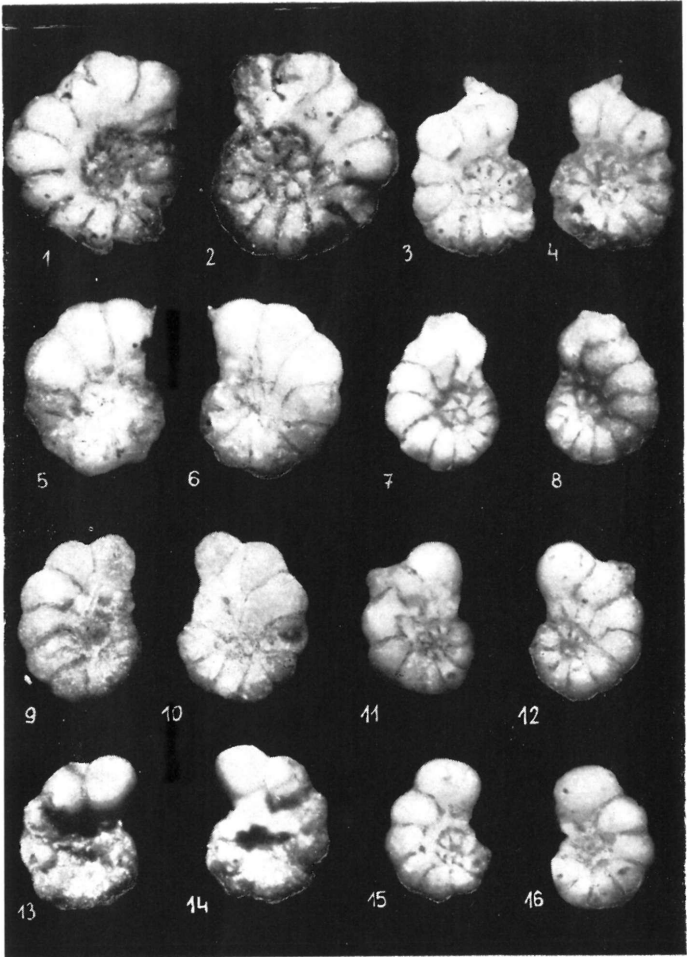
De même, Salaj J. (1966) l'a retrouvé dans l'Aptien inférieur des Carpathes occidentaux, où elle est accompagnée des *Deshayesites*, marqueurs pour ce sous-étage.

La position systématique de l'espèce a été précisée dernièrement par Loeblich A. R. Jr. - Tappan H. (1964), dans la famille *Planomaliniidae*, appartenant elle-même à la super-famille *Globigerinacea*. Et c'était Gorbacsik T. V. (1964) qui nous a donné les plus nombreux renseignements sur la variabilité et la structure.

Par suite, nous connaissons la présence de l'espèce dans l'Aptien de la Thétys, dès le Caucase jusqu'à l'Europe occidentale.

En Transdanubie, moi-même je l'ai rencontré dans l'Aptien des divers affleurements ainsi que dans des échantillons de sondages.

I. TÁBLA — PLANCHE I



II. TÁBLA — PLANCHE II



1



2



3

À vrai dire, d'abord j'ai signalé cette espèce comme «*Anomalina* sp.» et «*Anomalina breggiensis* G a n d o l f i» (in: F ü l ö p J. (1964., p. 14., Pl. VI. Fig. 1. et 31.), dans l'Aptien du sondage de Sümeg 1. (entre 181 et 281 m), où elle a été premièrement reconnue, ainsi que dans le calcaire à Crinoïdes de la colline «Kálvária», à Tata.

Parmi d'autres occurrences, on peut mentionner les sondages de Csehánya 1. (à 322,80 m) et de Csehánya 5. (à 311,50 m, entre 362,50 et 366,70 m et entre 398, 20 et 401,80 m). Récemment, je l'ai retrouvé aussi dans le sondage de Kisbér 1., à 750 m, en spécimens dégagés de la marne siliceuse, et aussi en lame mince d'un calcaire, provenant de la profondeur de 764 m et dont le biofaciès est identique à ceux connus à Sümeg et à Tata, à associations planctoniques.

Les abondants spécimens dégagés m'ont rendu possible l'étude de variabilité de l'espèce. Les principales variétés ont été reproduites dans la Planche I. On y voit bien que le nombre des loges du dernier tour varie entre 7 et 13. En général, les loges sont bien étroites, ne trouvant que de rares spécimens, où les dernières se présentent un peu plus gonflées (voir: Planche I., Fig. 14. et 15.)

Le diamètre a été trouvé entre 0,350 et 0,528 mm rapprochant celui des formes décrites de l'Algérie et de la Tunisie.

La structure et l'épaisseur de la paroi sont bien visibles dans les spécimens dégagés et endommagés (Planche I., Fig. 1. à 4.) et dans ceux rencontrés dans des lames minces (Planche II., Fig. 1. et 2.)

Cependant, les ouvertures secondaires et les lames ombilicales ne sont aussi bien distinctes. On ne pouvait reconnaître des lames ombilicales en formes de faucille que sur quelques rares spécimens (Planche I., Fig. 7. et 8.)

Le faciès de calcaire à Échinodermes, et qui est caractérisé par la présence de *Gl. algerianus*, a des associations microfauniques parfois différentes.

Où les Foraminifères planctoniques prédominent, là les Radiolaires et les débris de Spongiaires se présentent aussi fréquents: *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *Hedbergella infracretacea* (Glaessner), *H. trochoidea* (Gandolfi), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Planomalina bustorfi* (Gandolfi), (Planche II., Fig. 3.)

Dans le benthos qui les accompagne, j'ai reconnu: *Spiroplectinata* sp., *Dorothia* div. sp., *Marssonella oxycona* (Reuss), *M. trochus* (D'Orbigny), *Ataxophragmium* sp., *Meandrospira washitensis* Loeblich et Tappan, *Textulariella* cf. *minuta* Hofker, *Globorotalites* sp., *Conoroides* sp., *Gyroidina* sp., *Lenticulina* div. sp.

Je dois encore le remarquer que la présence de l'Aptien, dans le sondage de Sümeg 1., a été aussi reprobée par l'étude palynologique de G ó c z á n F. et par celle sur les Coecilithoridés de De B e k e M. (in: F ü l ö p J. 1964.)

# Tridimit kristályok Márianosztráról

Nagy Béla\*

(3 ábrával, 3 táblázzal)

A Magyar Állami Földtani Intézet Geokémiai Osztályán 1968—69-ben a börsöny-hegységi földtani képződmények áttekintő geokémiai vizsgálatával foglalkoztunk. Ehhez a munkához rendszeres mintagyűjtést végeztünk.

1969. nyarán az egyik mintagyűjtő útunk alkalmával Márianosztrától Ny-ra, a Misaréti-patak É-i részénél levő elhagyott kőfejtőben (Briezkaikőfejtő) hólyagos andezitben üregásványként nagymennyiségű tridimit kristályt találtunk.

Hasonló magyarországi tridimitelőfordulásokról eddig Mauritz B. (1909), Tokody L. (1959, 1962) és Koch S. (1966) számolt be. A fenti előfordulásról szakirodalmunkban — Csesszókó M. (1958) téves ásványfelismerésén kívül — nincs említés. Csesszókó M. ezt az ásványt baritnak írta le.

A kőfejtő anyaga — mint már erről Csesszókó M. (1958) beszámolt — minden tekintetben megegyezik a szomszédos Csák-hegy sötét színű hiperszténes-biotitamfibolandezitjével. A kőfejtőt a közelmúltban hagyták fel. A bányászati műveletek során a kőfejtő középső részén egy bontottabb anyagból álló, erősen hólyagos andezit tömeget hagytak ki. Ebben a bontott-, hólyagüreges andezitben találtuk, az üregekben fennőve a tridimit kristályokat. A kristályok mérete változatos, 2—3 mm-től 1 cm-ig terjed, de 1 cm-nél nagyobb kristályokat is találtunk. Az ásvány formáját kizárólag a bázislapok (0001) és a prizmák (10 $\bar{1}0$ ) határozzák meg (1. ábra).

Gyakoriak az ikerkristályok, leggyakrabban a bázislap szerinti párhuzamos összenövés észleltük, de rendkívül változatos iker összenövések is előfordulnak. Ezek közül az egyik rózsára emlékeztető kristálycsoportot a 2. ábrán mutatjuk be.

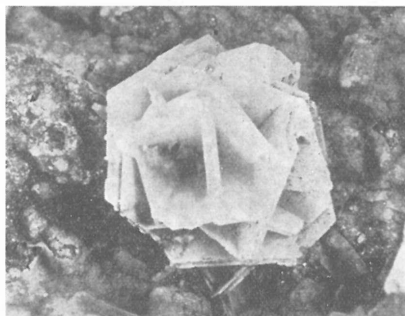


1. ábra. Tridimit kristályok andezitüregben (foto: Pellérdyné). Természetes nagyság  
Fig. 1. Tridymite crystals in andesite cavity (Photo: Mrs. Pellérdy). Natural size

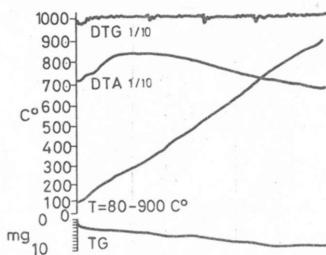
\* Elhangzott a MFT Ásványtan-Geokémiai Szakosztályának 1969. október 28-i előadóján.



A tridimit kristályok, hexagonális morfológiájuk ellenére — röntgendiffrakciós vizsgálataink szerint — már rombos belső szerkezettel rendelkeznek s így  $\alpha$ -tridimitnek minősülnek. Az egyik röntgendiffraktogramunk alapján a márianosztrai tridimit kristályok  $d_{\text{kih}}$  értékeit az I. táblázatban tüntettük fel. A röntgen vizsgálatokkal egyidőben Földvári M. elkészítette az ásvány derivatogramját, amit a 3. ábrán mutatunk be. Ez a felvétel szintén tridimitre jellemző.



2. ábra. Tridimit „rózsa” andezit üregében (foto: Pellérdy né). A természetes nagyság tízszerese  
Fig. 2. Tridymite „rose” in the cavity of andesite (Photo: Mrs. Pellérdy). Magnification tenfold



3. ábra. A márianosztrai tridimit kristályok derivatogramja  
Fig. 3. Derivatogramme of tridymite crystals from Márianosztra

A tridimit válogatott kristályaiból kérésünkre a MÁFI Kémiai Osztályán teljes kémiai elemzés készült. Az eredményeket a II. táblázat tartalmazza.

Ez az összetétel az irodalomban közölt adatokkal (F r o n d e l, C. 1962) megegyezik mivel minden eddigi elemzés szerint az ásvány összetételében az uralkodó  $\text{SiO}_2$  mellett 3–4% „idegen anyag” is van. Feltehetően ezek a „szennyező” anyagok a tridimit rácsába épülve fordulnak elő, mert optikai vizsgálataink szerint az ásványban zárványok nincsenek.

Az andezit üregeiben, a tridimiten kívül változatos ásványtársaságot találtunk. Ezek: szfalerit, hematit, amfibol, sziderit, kalcidon, kalcit, aragonit és waad voltak.

Az ásványok kiválási sorrendje: tridimit — amfibol — hematit — szfalerit — sziderit — kalcidon — kalcit — aragonit — waad.

A márianosztrai tridimit kristályok röntgen  $d_{(hkl)}$  értékei  
X-ray  $d_{(hkl)}$  values of tridymite crystals from Márianosztra

I. táblázat — Table I.

Tridimit Márianosztra		Tridimit A.S.T.M. 14-260		
d	(mért)	d	I	hkl
4,752	1			
4,668	2			
4,531	1	4,527	20	0,0,18
4,307	90	4,268	100	2,0,0
4,203	3			
4,091	100	4,075	90	0,0,20
4,008	1	4,002	20	2,0,8
3,808	67	3,832	50	2,0,9
		3,800	90	2,0,10
3,631	1	3,609	40	2,0,12
3,458	1	3,432	40	2,0,14
3,344	13	3,374	40	0,0,24
		3,337	20	2,0,15
3,252	25	3,277	20	2,0,15
3,211	5	3,229	40	2,1,1
3,171	15	3,162	20	2,1,6 ; 1,1,20
3,099	2	3,087	20	2,1,8
3,020	2	3,001	40	2,1,10
2,964	20	2,986	20	2,0,18
2,931	2	2,939	40	2,1,12
2,841	5	2,830	20	3,0,4 ; 2,1,14
2,859	3	2,762	40	3,0,8 ; 1,0,28
2,547	5	2,591	20	2,0,25 ; 1,0,30
2,502	2	2,534	20	2,0,26 ; 2,1,20
2,483	27	2,493	60	3,0,15
2,459	2	2,480	60	2,2,0
		2,454	20	2,2,4
2,444	4			
2,413	3			
2,385	7	2,367	30	
2,331	2	2,331	30	
2,304	12	2,303	50	
2,286	3	2,286	40	
2,235	2			
2,198	2			
2,139	2	2,130	30	
2,121	3	2,1185	30	
		2,111	30	
2,080	7	2,088	40	
		2,074	40	
2,045	16	2,0455	30	
1,947	7	1,967	20	
1,937	1	1,928	40	
		1,870	30	
1,830	2	1,851	30	
1,819	2			
1,780	3			
1,707	2			
1,688	4			
1,673	2			
1,622	6			
1,595	3			
1,544	5			
1,530	9			
1,518	1			

A röntgen diffraktogram a MÁFI. Röntgenlaboratóriumában készült (Cu-cs6. Ni-szűrő, 26 kV, 36mA).

Az üregek keletkezése véleményünk szerint azzal magyarázható, hogy a hiperszténes biotitamfibol-andezit itt az alsómiocén agyagos, homokos üledékeken tört át, illetve ezekre ömlött. Ezekből a még nagy víztartalmú üledékekből az andezitmagma hőjének hatására nagymennyiségű vízgőz (könnyenilló) került az olvadékba. A magma könnyenilló tartalma így megnövekedett és ez hozta létre az andezitolvadékban a nagymennyiségű üreget. Az üregben felgyülemlt könnyenillókból — fokozatos nyomás- és hőmérséklet csökkenéssel — kiváltak az egyes ásványok. Ez a kiválási folyamat a tridimit kristályok hexagonális morfológiájának tanúsága szerint 870 C° feletti hőmérsékleten indult, a többi ásvány pedig csak az ezt követő alacsonyabb hőmérsékleteken válhatott ki.

Keletkezésüket az üde és üregásványos andezit kőzetkémiai elemzése (III. sz. táblázat) alapján kizárólag csak a kőzet saját anyagából képzelhetjük el, mivel a kémiai elemzések összetételbeli különbséget nem mutatnak. Optikai vizsgálatainkkal azonban a fenti kőzetváltozatok között jelentős ásvány-kőzettani felépítésbeli különbségeket találtunk. Ezek közül az üregásványos andezit alapanyagtartalmának erős agyagásványosodottsága a legjelentősebb, mert az agyagásványok (montmorillonit) keletkezésekor felszabaduló SiO<sub>2</sub> válhatott ki kezdetben tridimit, később kalcedon alakjában.

A márianosztrai tridimit kristályok kémiai összetétele  
Chemical composition of tridymite crystals from Márianosztra

II. táblázat — Table II.

SiO <sub>2</sub>	96,93%
TiO <sub>2</sub>	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06
FeO	—
MnO	0,02
MgO	0,06
CaO	0,90
Na <sub>2</sub> O	0,29
K <sub>2</sub> O	0,24
—H <sub>2</sub> O	0,24
+H <sub>2</sub> O	0,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00
CO <sub>2</sub>	0,00
Összesen:	100,49%

Elemzők: Nemes L-né, Guzy K-né.  
969.

A tridimit kristályok mellékkőzet változatainak kőzetkémiai összetétele  
Petrochemical composition of the country rock types associated with tridymite crystals

III. táblázat — Table III

	1.	2.
SiO <sub>2</sub>	57,02%	57,37%
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,12	18,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,13	2,73
FeO	6,39	8,44
MnO	0,25	0,15
MgO	3,19	2,66
CaO	6,28	6,12
Na <sub>2</sub> O	2,94	3,09
K <sub>2</sub> O	2,61	2,58
+H <sub>2</sub> O	1,09	1,19
—H <sub>2</sub> O	0,80	1,66
CO <sub>2</sub>	0,05	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,21
Összesen:	100,75%	100,61%

M a g y a r á z a t: 1. Üde, "kék" andezit, 2. Üreges andezit tridimitkristályokkal (Elemzők: S o h a L-n és J a n k o v i t s I.

Ez egyben azt jelenti, hogy az üregásványok a kőzet eredeti anyagából — a víz kivételével — minden egyéb anyag hozzájárulása nélkül keletkeztek.

### Irodalom — References

M a u r i t z B. (1909): A Mátra hegység eruptív kőzetei. Math. Term. Tud. Köz. XXX., 4. — C s e s z k ó M. (1958): A szobi Csákhégy környékének kőzetföldtani jellemzése. Földt. Köz. LXXXVIII. köt., 3. füzet, p. 315—331. — T o k o d y, L. (1959): Die Mineralien von Füzérkömlös. Acta Geologica VI., 178. — T o k o d y, L. (1962): Mineralien von Erdőbénye. Acta Geologica VII., 315. — F r o n d e l, C. (1902): The system of mineralogy Vol. III. — K o c h S. — S z t r ó k a y K. I. (1967): Ásványtan. II. kötet, Tankönyvkiadó. Budapest — K o c h S. (1960): Magyarország ásványai. Akadémiai Kiadó. Budapest

### Tridymite crystals from Márianosztra

B. Nagy

In the summer of 1969 a great amount of tridymite crystals (Fig. 1) were found in vesicular, hypersthenic biotite-amphibole andesites, exposed in an abandoned quarry, the so-called Briezka quarry, near Márianosztra village, Börzsöny Mountains, North Hungary. The crystals largely vary in size, from 2—3 mm to 1 cm. They are constituted solely by basal pinacoids (0001) and prismatic planes (1010). Twin crystals are common. One of the most spectacular twin groups is illustrated in Fig. 2.

In the laboratories of the Hungarian Geological Institute, Budapest, the tridymite crystals were subjected to a complete series of chemical analyses, X-ray diffraction measurements (Table I) and testing with derivatograph (Fig. 3).

Beside the tridymite a varied assemblage of minerals can be found in the cavities of the andesites. Listed in the succession of their segregation, these are the following: tridymite, amphibole, hematite, sphalerite, siderite, chalcedony, aragonite, calcite and wad. On the basis of the mineralogical, petrographical and petrochemical analyses of the fresh and cavity-mineralized andesites, the only plausible genetic interpretation seems to be that the minerals have developed as a result of mineralogical re-arrangement of andesite material (see Table III), since chemical analyses have not shown any difference in composition.

# Gellért-hegyi kelta település vályoganyagának földtani vizsgálata

dr. h. c. dr. Vadász Elemér

B. Bónis Éva múlt év végén az Akadémia kiadásában német nyelven megjelent „Die spätkeltische Siedlung Gellérthegy Tabán in Budapest” c. nagyszabású régészeti monografiában, gyakoribb római korú leleteken kívül, régészeti irodalmunkban első ízben ismertet és gazdag fényképekkel ábrázol későkelta vályogház létesítmény-részeket és múzeumi őrizetben levő vályog-darabokat, a XVI., XVII. táblán szemléltetett tölgylevél, nád és ágdarabok fényképével. Ezek a vályogleletek nem tartoznak ugyan Pannónia római korú építő és szobormű kőanyagok régészeti leleteinek földtani vizsgálatát tárgyaló, kiadás előtt álló, összefoglaló tanulmány tárgykörébe, mégis fölkeltek a figyelmünket, a vályoganyag kőzetminőségének a római anyagokhoz hasonló módszeres vizsgálatára. Hasonló vályogletesítmények mutatkoztak ugyanis a dunaújvárosi rendszeres újabb régészeti kutatásokban, de azokból vályog-anyag nem maradt meg vizsgálatra alkalmas mintadarabokban; időközben a felszíni, szárazföldi térszínen, szétázott, esőzések során elmosódhatott.

A gellért-hegyi kelta minősítésű vályogból, a Fővárosi Múzeumban levő vályogkemence-leletből kapott mintadarabkát szétátzatva és iszapolva üledékföldtanilag minden jellegében vizsgáltuk a lelethely földtani ismeretében, annak tudatában, hogy a vályog kőzetanyaga a jellegzetes oligocén tengeri mikrofossziliás (foraminiferás „kiscelli”) agyag vagy az ottani szárazföldi löszből, illetve annak felszíni agyagos mállási termékéből származhatik. A mintadarab vizsgálati eredménye határozott löszanyagra utal a jellemző *Bulimus* csigahéjtöredéken kívül növényi szántöredékekkel, *Graminea*-pollen, gomba spóra és fitolit-tartalommal, valamint szélfújta kerek homok és finom iszap ásványtörmelék szintes településű rétegekkel (tetőlösz). H. dr. Deák Margit meghatározása szerint 5 db *Quercus*, 1 db *Myrtaceae*, 2 db hárs, 1 db *Podocarpus*, 2 db *Plantago* (útifű), 1 db *Ericaceae* (hangafű), 15 db *Amaranthus* (paraj-sóska), 3 db *Umbelliferae* (harangvirág), fészkes rétlakó évelő, 4 db egyéb *Gramineae* (fűnemű), 1 db *Typha*-pollen s 9 gombaspóra maradvány, összesen 49 mikroflóra tartalommal. Ezek mind jellegzetes rétszínt jeleznek szárazföldi helyben élt flóraelemekkel. Egyetlen *Typha*-pollen vízi, vízparti-sekélyvízi növény, aminek kis számaránya részben a vizsgált kismennyiségű anyagra vezethető vissza. Valószínűleg a mai vályogvetés módján készült vizes keverőgödörben élt.

Hasonlóan löszeredetű lehetett a dunaújvárosi kelta vályogtelepülések vályog-anyaga is az ottani kötelen, löstérszínen. Ez a flóraösszetel dr. Krivan Pál véleménye szerint a pleisztocén wümi szakának végén, a holocén (anthropogén) határán történt löszképződés növényősföldrajzi viszonyait jelző, a csillagászati és földtani abszolút időszámításban egyértelműen mintegy 10–12 000 év előtti időt jelez.

# A magyarországi szarmata ritka ősmaradványai

dr. Boda Jenő

Ezzel a címszóval illethetjük azokat a fajokat, amelyek a tortonai emeletből igazi relik-tumként maradtak fent a szarmatában. Bár B i t t n e r, A. (1883) a többi fajt is a medi-terránból vezeti le — és nem kétséges, hogy onnan származnak —, de megjegyzi, hogy bé-lyegek erősen megváltoztak a sótartalomcsökkenés következtében. Azok a fajok viszont, amelyek változás nélkül találhatók a szarmatában, igen ritkán és rendszerint csak 1—1 példányban fordulnak elő.

E rövid tanulmány megírására az adta az indítékot, hogy legújabban a *Pholas* cf. *homairei* d' O r b. bal teknője került elő teljesen ép megtartásban. Nem ez az első hazai lelet, mert V i g h Gyula (1939) említ egy *Pholas* sp.-t a Verpelét környéki szarmatából. Ez azonban az idők folyamán elveszett. A nemzetség a külföldi szarmatában nem ismeretlen. P a p p, A. (1956) a Bécsi-medencebeli szarmata magasabb részéből egy kétké-nyős példányt említ, a Grázi-medencében pedig szinte viszonylag gyakori az alsóbb szint-ten. Bulgária szarmatájának besszarábiai alemeletéből ugyanezen faj 10 példányát em-líti K o j u m d z s i e v a (1969), Románia szarmatájából S i m i o n e s c u — B a r b u ábrázolja (1940). A Szovjetunió szarmatájában is megtalálható a nemzetség K o l e s z n y i k o v (1935) szerint. Tehát el kell fogadnunk, hogy a *Pholas* élhetett a hazai szarma-tában.

Ugyancsak egy példányban ismert nálunk a *Psammobia labordei* (B o d a, 1959). A Bécsi-medencében több helyről van említve (P a p p, 1956). Bulgária, Jugoszlávia szarmatájában is megtalálták (S z t e v a n o v i c s — P a n t i c s, 1954).

A *Solen*, *Loripes* (= *Lucina*), *Donax* nemzetség 1—1 faja ugyan gyakoribb az előzők-nél, de nem általános elterjedésűek. A *Loripes* az újabb vizsgálatok szerint a Tinnye—zsámbéki-medence mélyfúrásainak szarmata üledékeiben nem is ritka. A szarmatánk alsó szintjének jellegzetes, meghatározó alakja. A *Donax* és a *Solen* valamivel ritkább.

A csigák közül a *Ringicula* eddig még csak nálunk került elő egy példányban. A *Nassa* nemzetség a várpalotai szarmatából is ismert, de ugyanitt a tortonai képződményekben nagy számban található. A *Clavatulula* (= *Pleurotoma*) nemzetség már gyakoribb, de nem általános elterjedésű, miként a *Natica* sem. A *Mitrella* nemzetség viszont ritkább. A *Terebralia bidentata* ugyancsak gyér előfordulása, bár több lelőhelyről ismertek. Az osztrák szarmatában ismeretlen, de a bulgáriai, valamint a szovjet szarmatában több alfaját különböztetik meg. Az említett nemzetségek szarmata fajai nálunk a szarmata alsó szintjében találhatóak, így annak meghatározó alakjai.

A Foraminiferidák közül a *Borelis melo* d' O r b. majdnem kőzetalkotó mennyiség-ben került elő a Sárreti-medencében, az Ősi környéken mélyített fúrás cerithiumos mészkövéből. A jó megtartású példányok miatt feltételezhetjük az autochton eredetet. A környező országok szarmatájában nem ismert.

K o l o s v á r y G. (1949) a magyarszéki szarmata agyagjából új *Balanida* nemzet-séget ír le. A külföldi szarmatában tudomásunk szerint ismeretlenek a Cirripediák.

A felsorolt nemzetségek és fajok — mint láttuk — legnagyobb rész hazánkban kívül is megtalálhatók a szarmata képződményekben. Ezekről tehát joggal feltételezhetjük, hogy kedvező körülmények esetén élhettek a szarmatában. Mindezekben túlmérsen: ta-lálkozhatunk olyan alakokkal, melyek csak egy lelőhelyről ismertek. Ezeknél sem szük-séges mindenképpen az allochton eredetet feltételeznünk.

A Bécsi-medencéből *Acteon*, *Turritella* és *Gastrana* is ismert. Utóbbi a Szovjetunióban is megvan, ahol még a *Cryptomactra* a középsőszarmata jellegzetes alakja. Bulgáriában szintűgy. Mint látjuk, van még „hiányunk” külfölddel szemben. Ezek a nemzetségek, fajok előkerülhetnek nálunk.

Többek között ezért is fontos volna, ha a mélyfúrásokkal oly sok helyen és gyakran harántolt szarmata képződményeket a specialista is láthatná.

### Irodalom

- Bittner, A. (1888): Über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. Jahrb. a. k. k. Geol. Reichsanst. XXXIII. — Boda J. (1969): A magyarországi szarmata emelet és gerinctelen faunája. A Magyar. Áll. Földt. Int. Évkönyve XLVII. 3. — Kojumdzsieva, E. (1969): Fossilite na Blgarija. VIII. Sarmat — Kókay J. (1954): A várpalotaiszarmata. Földt. Közl. LXXXIV. — Kolesznyikov, V. P. (1935): Szarmatszkie molluszk. Paleontologija SSSR. VIII. 5. — Kolosváry G. (1949): Új Balantidák a hazai harmadkorból. Földt. Közl. LXXIX. — Papp, A. (1956): Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Becken. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien. 47., 1954. — Chrétier Z. (1941): A Kárpátok által körülvev medencék szarmáciai képződményei és azok állatvilága. Mat. Term. Tud. Ért. LX. — Simionescu, J. — Barbu, I. (1940): La faune sarmatienné de Roumanie. Mem. Inst. Geol. al Rom. III. — Sztevanovics, P. M. — Pantics, N. (1954): Szarmatszka flora i fauna u uszecima jadranszke pruzé kod Bozsarevca. Geol. anali Balk. p-va. XXII. — Vigh Gy. (1939): A Mátra déli aljának földtani viszonyai a Zagyva és a Baktai Hidegvölgy között. A Magyar. Kir. Földt. Int. Évi Jel. 1938—35-ről. II.

# Apró Ammonitesek fosszilizálódása Brachiopoda teknőkben

Vörös Attila\*

(1 ábrával)

A MÁFI által létesített kericséri (Bakony-hegység) liász szelvény pliensbachi Brachiopodáinak csiszolatos vizsgálata során feltűnt, hogy a teljesen zárt teknők némelyikének belsejében néha nem is egy apró *Ammonites* fosszilizálódott (1. ábra). A Brachiopodák kitöltő anyaga a vörös mészsizaptól a durva kristályos kalcitig változik, átmenetekkel. A vizsgált 30 példány közül 5-ben, összesen 11 apró *Ammonites* volt. Az 5 Brachiopoda példány a *davoei* és *stokesi* zóna különböző szintjeiből került elő és a *Prionorhynchia* (2 példány), *Gibbirhynchia*?, *Spiriferina* és „*Waldheimia*” nemzetségekbe tartozik. A 11 apró *Ammonites* legnagyobb mérhető átmérője 1,55 mm és 5,4 mm között változik, 3,9 mm-es átlaggal.

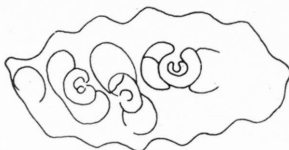
Az apró Ammoniteseknek *Brachiopoda* teknők közé történő bekerülésére elvileg négy lehetőség képzelhető el.

1. élő *Ammonites*, élő *Brachiopoda*
2. elpusztult *Ammonites*, élő *Brachiopoda*
3. elpusztult *Ammonites*, elpusztult *Brachiopoda*
4. élő *Ammonites*, elpusztult *Brachiopoda*.



1. ábra. Négy apró *Ammonites* egy *Prionorhynchia palmaeformis* (H a s, 1912) zárt teknőjé között. Nagyítás: 5× (cellulóz-acetát levonot)

Fig. 1. Four small ammonites between the closed valves of *Prionorhynchia palmaeformis* (H a s, 1912). Magnification: 5× (treated with cellulose-acetate)



Az élő *Brachiopoda* általában kis mértékben nyitja szét teknőit, behatolási kísérlet ellen pedig a teknők csapásszerűen gyors összezárásával védekeznek (R u d w i c k, 1965). Így az első két lehetőség kizárható a további tárgyalásból.

A 3. és 4. lehetőség közös problematikus pontja az üres, tátongó *Brachiopoda* teknőknek az Ammonitesek bekerülése utáni bezáródása. Ez csak olyan környezetben képzelhető el, ahol lökésszerű víz-, vagy üledékmozgások megváltoztatják a teknők helyzetét (pl. oldalán fekvő víz a hasi oldalra fordul).

Elpusztult Ammonitesek az üres, nyitott *Brachiopoda* teknők közé üledékmozgással, üledékkel együtt, vagy vízmozgással, görgetve sodródhatnak be (3. lehetőség).

\* Előadta a MFT Őslénytani Szakosztályának 1970. II. 2-i előadójülésén.

Az üledékekkel együtt történt besodródás ellen szól az a tény, hogy a vizsgált, tökéletesen zárt Brachiopodáknak csak egy része van mészsízzal kitéve. Ezen túlmenően, a vizsgált Brachiopodákban az Ammoniteseken kívül semmiféle más váz nem volt kimutatható, bár a beágyazó kőzetben apró Brachiopodák és egyéb bentosz szervezetek az Ammonitesekkel nagyjából azonos mennyiségben fordulnak elő.

Vízmozgás besodró hatása esetén, az apró Ammoniteseknek a faunaegyütteshez képest történő szelekciója nehezen magyarázható, bár a vázak hidrodinamikai sajátosságai bizonyos mértékben eltérőek. Ezenkívül azt, hogy egy nyitott *Brachiopoda* váz csapda szerepet játsszon a vízmozgástól sodort *Ammonites* vázakra nézve, meglehetősen véletlenszerű és ezért ritka jelenségnek tekinthetjük. Ezzel szemben a vizsgált anyag viszonylag gyakori jelenséget rögzít, ami nem magyarázható az eddigi tárgyalt módokon.

Kizárásos alapon a 4. lehetőséghez jutottunk. Az élő Ammoniteseknek valóban nem jelenthetett nehézséget bejutni egy nyitott, üres *Brachiopoda* vázba. Ez, természetesen azonos életteret, vagy legalábbis az apró Ammonitesek számára is aljzatközelet életmódot feltételez. A kericséri *Brachiopoda* fauna nagy részének életterűl sekélytengeri sziklás aljzatot lehet valószínűsíteni (Géczy, 1970), ahol a hullámozás is éreztethette hatását. Ez az életter a fiatal Ammonitesek számára is elfogadható. Eichler és Ristedt (1966) ugyanis a mai *Nautilus*-nak kimutatta, hogy az állat petéit sekélyvízben rakja le, és a kikelt fiatal egyedek egy ideig itt élnek. Wetzel (1959) a bielefeldi (Németország) toarciban talált példákat az *Ammonites*-lárvák bentonikus életmódjára.

A kericséri anyag a fiatal Ammonitesek sekélytengeri bentonikus vagy legalábbis aljzatközelet életmódjának újabb bizonyítékát adta. Emellett a Brachiopodákkal közös élethelyre hívja fel a figyelmet, ami mediterrán jellegnek látszik.

További megfontolásokat tehetünk arra vonatkozólag, hogy miért keresték fel a fiatal Ammonitesek a nyitott *Brachiopoda* teknőket. A következtetések itt már nagyon hipotetikusak.

Ha az Ammonitesek célja táplálékszerzés, tehát a *Brachiopoda* teknőkben bomlásnak indult lágytest fogyasztása lett volna, nehezen lenne érthető az együttes fosszilizálódás gyakorisága. A *Brachiopoda* teknők összezáródása ugyanis, valószínűleg csak egyszer történt meg. Ahhoz, hogy ilyen gyakran maradjon fogva *Ammonites*, fel kellene tételeznünk, hogy szinte állandóan a teknők között tartózkodtak, mintegy lakásként használva azt. Ez azonban nem lehetett így, mivel a mellékkőzetben nagy mennyiségben találunk szabadon fosszilizálódott apró Ammoniteseket.

Sokkal ésszerűbbnek látszik feltételezni, hogy az *Ammonites* behúzódása a nyitott teknők közé, és ezek becukódása szoros összefüggésben van, közös okra vezethető vissza.

Wetzel (1959) a németországi toarciban kimutatta, hogy az 1,5 mm-nél kisebb átmérőjű fiatal Ammonitesek bentonikus, a 6 mm-nél nagyobbak pedig már kifejezetten úszó, nektonikus életmódot folytattak. A kericséri példányok, méretük alapján a két említett életmód közötti átmenetet képviselhették. Felhajtóerejük már nem tette lehetővé a határozottan bentonikus életmódot, manőverező képességük viszont még igen fejletlen lehetett. Ha vihar, vagy erős vízmozgás közeledését érezték, bizonytalan helyzetüket valamilyen réshez, vagy üregbe húzódvá próbálták javítani. Ha a kiválasztott üreg éppen egy nyitott *Brachiopoda* váz volt, az erős vízmozgás ezt könnyen átfordíthatta, esetleg más anyagot is helyezhetett rá. Így a menedékhely csapdává, és végül beágyazó-dási helyé válhatott.

## Irodalom — References

- Eichler, R.—Ristedt, H. (1966): Untersuchungen zur Frühontogenie von *Nautilus pompilius* (Liné). Paläont. Zeitschr., 40, 3/4, 173—191. — Géczy B. (1970): A kericséri (Bakony hegység) pliensbachi rétegek biosztratigráfiai értékelése. Ősl. Viták, 14. — Rudwick, M. J. S. (1965): Ecology and paleoecology. In: Moore, R. C. (Ed.) Treatise on Invertebrate Paleontology. (H) Brachiopoda. H199—H214. Kansas — Wetzel, W. (1959): Über Ammoniten-Larven. N. Jb. Geol. Pal., Abh., 107., 2., 240—252.



Fossilization of small ammonites in *Brachiopoda* valves

## A. Vörös

During the investigation of brachiopods in thin sections from the Liassic profile of Kericser Hill, Bakony Mountains, Hungary, the author was surprised to see that occasionally two or more small ammonites had been fossilized within some of the completely closed valves (Fig. 1). The substance, filling the shells of *Brachiopoda*, varies from red calcareous silt to sparry calcite. Of the 30 specimens examined, 5 were found to contain a total of 11 small ammonites. The brachiopods were collected from the Davoei and Stokesi Zones and belong to the genera *Prionorhynchia*, *Gibbirhynchia?*, *Spiriferina* and „*Waltheimia?*”. The largest measurable diameter of the 11 small ammonites varies between 1,55 and 5,4 mm with an average of 3,9 mm.

After excluding of most of the possible causes, we arrived at the conclusion that the youthful ammonites must have been still alive while entering the empty, open *Brachiopoda* valves and that they must have later died just because of the closure of the valves. This provides one more proof to the benthonic, or at least near-bottom, mode of life of these youthful ammonites in a shallow sea environment. Besides, this is an evidence of a common biotope with *Brachiopoda*, which appears to be a Mediterranean feature.

Because of the high frequency of co-fossilization, it is reasonable to suppose that both the occupation of the open valves by the youthful ammonites and the closure of the valves may have been due to a common cause—the unusually strong agitation of water. As shown by Wetzel (1959), in the Toarcian of Germany the youthful ammonites smaller than 1,5 mm in size were bottom-dwelling organisms, whilst the forms larger than 6 mm had conducted a nektonic way of life. Judging after their size, the Kericser specimens seem to have been in an intermediate state between the two. To protect themselves against the intense water movement, they may well have fled into cavities, e.g. into the spaces between open *Brachiopoda* valves, which could then be easily closed and buried with sediment as a result of the same water movement.