

# Általános Földtani Szemle

A Magyarhoni Földtani Társulat  
Általános Földtani Szakosztályának  
időszakos kiadványa

A Szakosztály vezetőségének közreműködésével  
szerkeszti  
Kázmér Miklós

27

Budapest, 1995

---

## *General Geological Review*

*Issued occasionally by the Section for  
General Geology of the Hungarian Geological Society*

27

*Budapest, 1995*

**A közlemények tartalmáért egyedül a szerzők felelősek.**  
***Authors alone are responsible for the statements in their papers.***

Tartalom

<b>CSÁSZÁR Géza</b>	
Bevezetés <i>A gerecei és vértesselőtéri medencefáciesű törmelékes (flisoid) és sekélytengeri karbonátos (urgon) képződmények korviszonyának és fácieskapcsolatának és Tethysen belüli helyzetének feltárása és paleogeográfiai-fejlődéstörténeti értékelése</i> című OTKA projekt kutatási eredményeinek összegzéséhez	5-6
<b>FÓZY István</b>	
A gerecei Bersek-hegy alsó kréta ammonitesz rétegtana	7-14
<b>FOGARASI Attila</b>	
Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott kréta korú tengeralatti lejtőn a Gerecse hegységben – munkahipotézis	15-41
<b>FOGARASI Attila</b>	
Cykluszstratigráfiai vizsgálatok a gerecei krétában: előzetes eredmények	43-58
<b>B. ÁRGYELÁN Gizella</b>	
A gerecei kréta törmelékes képződmények petrográfiai és petrológiai vizsgálata	59-83
<b>GÖRÖG Ágnes</b>	
A Vértess-előtér és a Gerecse-hegység kréta időszaki nagyforaminifera vizsgálata és sztratigráfiai értékelése	85-94
<b>BARTHA Attila</b>	
Vértess-előtéri középső-kréta rudistás építmények üledékképződési környezetei	95-108
<b>CZABALAY Lenke</b>	
A gerecei és Vértess előtéri kréta képződmények Molluszka faunájának vizsgálata és összehasonlítása a környezettel	109-131
<b>CSÁSZÁR Géza</b>	
A gerecei és a vértess-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése	133-152

Contents

<b>CsÁSZÁR Géza</b>	
Introduction	5-6
<b>FÓZY István</b>	
Lower Cretaceous ammonite biostratigraphy of the Bersek Hill (Gerecse Mts, Hungary)	7-14
<b>FOGARASI Attila</b>	
Sedimentation on tectonically controlled submarine slopes of Cretaceous age, Gerecse Mts., Hungary - working hypothesis	15-41
<b>FOGARASI Attila</b>	
Cretaceous cyclostratigraphy of Gerecse Mts: Preliminary results	43-58
<b>B. ÁRGYELÁN Gizella</b>	
Petrographical and petrological investigations of the Cretaceous clastic sediments of the Gerecse Mountains, Hungary	59-83
<b>GÖRÖG Ágnes</b>	
Cretaceous larger Foraminifera and their stratigraphy from the Vértes foreland and the Gerecse Mts (Hungary)	85-94
<b>BARTHA Attila</b>	
Depositional environments of Middle Cretaceous rudistid-dominated frameworks in Vértes Foreland, Hungary	95-108
<b>CZABALAY Lenke</b>	
A study on the molluscan fauna in Cretaceous rocks in the Gerecse Hills and the Vértes foreland, including its comparison with the environment	109-131
<b>CsÁSZÁR Géza</b>	
An overview of the Cretaceous research in the Gerecse Mountains and the Vértes Foreland	133-152

## Bevezetés

*A gerecsei és vértesselőteri medencéfaciesű törmelékes (flisoid) és sekélytengeri karbonátos (urgon) képződmények korviszonyának és fácieskapcsolatának és Tethysen belüli helyzetének feltárása és paleogeográfiai-fejlődéstörténeti értékelése*  
című OTKA projekt kutatási eredményeinek összegzéséhez

CSÁSZÁR Géza

Magyar Állami Földtani Intézet  
1143 Budapest, Stefánia út 14.

FÜLÖP (1958) monografikus összefoglalóját követően a gerecsei kréta képződményeket – néhány fűrés lemélyítésétől eltekintve – három évtizeden keresztül alvó királykisasszonyként szinte senki sem háborgatta. Elmélyültebb vizsgálatok nélkül történt a rétegsornak előbb flissé (CSÁSZÁR & HAAS 1984), majd batiális lejtőüledékké minősítése (KÁZMÉR 1987). Az ébresztés SZTANÓ (1990a, 1990b, 1991) nevéhez kapcsolódik, aki részletes elemzés alapján nem csupán tengeralatti lejtő csatornakitöltésének minősítette a Köszörűkőbányai Konglomerátumot, hanem BÁLDINÉ vizsgálatai alapján a képződmény korát a barrémiből az apti/albai átmenet idejére helyezte (SZTANÓ és BÁLDI 1992). A sok nyitott kérdés és bizonytalanság mellett ezek a felismerések is hozzájárultak ahhoz, hogy a Gerecse és a kapcsolódó Vértesselőter kréta képződményeit egy OTKA pályázat keretében alapos vizsgálatnak vessük alá. (A terület mezozoós felszínét ábrázoló térképet CSÁSZÁR jelen kötetbeli cikkének I. ábrája szemlélteti.) A projekt keretében végzett kutatásban az alábbi szakemberek működtek közre: B. ÁRGYELÁN G. (mikromineralógia, szedimentológia), BARTHA A. (malakológia, őskörnyezet), BODROGI I. (mikrofauna), BUIJOR L. (ammonitesz), CZABALAY L. (malakológia), DOSZTÁLY L. (radiolária), FÉLEGYHÁZY L. (nannoplankton), FOGARASI A. (szedimentológia), FÓZY I. (ammonitesz), GÖRÖG Á. (nagyforaminifera), JUHÁSZ M. (sporomorfa), H. LEEREVELD (dinoflagellata), NAGYMAROSY A. (nannoplankton), F. SCHLAGINTWEIT (mikrofosszília), SIEGLNÉ FARKAS Á. (sporomorfa). Az elvégzett vizsgálatok részeredményeit a MÁFI Adattárában őrzött önálló jelentések, egyetemi szakdolgozatok és különböző helyeken publikált cikkek

tartalmazzák. A kutatás fontosabb eredményeit jelen kötet összesíti. A radiolária és a gerecsei dinoflagellata feltárása érdekében tett, még folyamatban lévő erőfeszítések, a mai napig nem vezettek eredményre. Sajnálatosnak kell tekinteni, hogy az évtizedekig végzett sporomorfa vizsgálatok revíziójára JUHÁSZ M. elfoglaltsága miatt nem került sor, továbbá, hogy a mikrofauna vizsgálatokról készített jelentésének cikké formálására BODROGI I. nem talált módot.

Mint az a cikkekből is kiderül, nem állítható, hogy a terület kréta képződményeinek korát, képződési módját, körülményeit, paleogeográfiai pozícióit maradéktalanul sikerült feltárnunk, sőt, még a megoldottnak tekinthető kérdések helyett is újabbakkal kellett szembesülnünk, mégis nyugodt lelkiismerettel mondhatjuk, hogy az alábbiakban felvázolandó kép a korábbiaknál sokkal jobban megalapozott, valószínűbb.

A kutatás és a gerecsei térképezés során szükségszerűen találkozunk számos olyan kérdéssel is, amelynek gyökerei a jurában eredeznek. Természetesnek tűnik tehát, hogy már e munka keretében is egyre többet foglalkoztattak bennünket olyan kérdések, mint az üledék-hézagos és üledékfolytonos területek, vagyis a hátságok és a medencék eloszlása, átmenetei, a Lókúti Radiolarit és az Eplényi Mészke szeszélyesnek tűnő eloszlása, vagy a Pisznicai Mészke, a Kisgerecsei Márga és a Tölgyháti Mészke két-három fokozatú ciklusossága stb. Reméljük tehát, hogy egy következő OTKA keretében a most zárulóhoz mérhető energiát fordíthatunk e kérdések tisztázására is.

## Irodalomjegyzék

- CSÁSZÁR G. (1995): A gerecsei és a vértesi-ekőteri kréta kutatás eredményeinek áttekintése. – *Általános Földtani Szemle* 27, 133–152.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. (1984): The Cretaceous in Hungary: a review. – *Acta Geologica Hungarica* 27, 417–428.
- FÜLÖP J. (1958): A Gerecse-hegység kréta képződményei. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* 11, 124 pp.
- KÁZMÉR, M. (1987): A Lower Cretaceous submarine fan sequence in the Gerecse Mts., Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Lorandó Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 27, 101–116.
- SZTANÓ O. (1990a): Durvatörmelékű üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeralatti csatornaitöltött konglomerátum példáján. – *Általános Földtani Szemle* 25, 337–360.
- SZTANÓ, O. (1990b): Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 7, 431–446.
- SZTANÓ, O. & BÁLDI-BEKE, M. (1992): New data prove late Aptian – early Albian age of öszörűkőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Lorandó Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 31, 155–164.

## A gerecsei Bersek-hegy alsó kréta ammonitesz rétegtana

Lower Cretaceous ammonite biostratigraphy of the Bersek Hill (Gerecse Mts, Hungary)

FÓZY István

Magyar Természettudományi Múzeum, Föld- és Őslénytár  
H-1370 Budapest, Pf. 330

(4 ábráva)

Abstract

New investigation, based on bed-by bed collecting for the first time, on the Lower Cretaceous ammonite succession of the Bersek Hill revealed, that the age of the grey marl, and the red to green sandstone is Hauterivian to Lower Barremian. The deeper part of the succession, and the sandstone in the Nyagda Valley is probably Valanginian. These results fits well with those, obtained formerly on the basis of the cephalopods, and are inconsistent with those, published recently on the basis of nannofossils.

Összefoglalás

A gerecsei Bersek-hegy sokat vizsgált alsó kréta ammonitesz-faunáján először készültek rétegről-rétegre való vizsgálatok. Ezek eredményei megerősítik a korábbi cephalopoda rétegtani adatokat, amelyek szerint a márga és homokkő sorozat átmeneti része az hauterivi és barrémi emeletekbe tartozik. A berseki szelvény mélyebb részei, valamint a Nyagda-völgyben is kibukkanó zöldes homokkő valószínűleg valangini korú. Fenti következtetések nem egyeznek a közelmúltban publikált mikropaleontológiai eredményekkel, amelyek szerint a Bersek-hegyen feltárt márga és homokkő sorozat apti és albai korú.

Key words: Lower Cretaceous, Hauterivian, Barremian, Cephalopoda, biostratigraphy, Gerecse, Hungary

Bevezetés

Az 1990-es években, a Gerecsében folyó földtani térképezési munkák a figyelmet ismét a gerecsei alsó kréta ammonitesz fauna sokat tanulmányozott témájára irányították. Réteg szerinti makrofauna gyűjtés történt a berseki bánya egyik felső, keleti, felhagyott udvarában (1. ábra). Az előkerült teljes ammonitesz anyag részletes, valamenynyi értékelhető formára kiterjedő pontos meghatározása, rendszertani leírása és rétegtani értékelése még nem készült el. Ennek ellenére, néhány biosztratigráfiai

szempontból különösen jelentős forma felismerésével a fauna többé-kevésbé pontos korbesorolása elvégezhető volt.

Jelen rétegtani értékelés aktualitását két, a közelmúltban megjelent cikk (NAGYMAROSY és FÉLEGYHÁZY 1991, FÉLEGYHÁZY és NAGYMAROSY 1992) adja. A szerzők a korábbi adatokkal ellentétben a Bersek-hegyi kréta képződmények korát aptinak, ill. annál is fiatalabbnak tekintik.

## Kutatástörténet

A geressei alsó kréta képződmények ammonitesz anyagával és a sorozat rétegtani értékelésével elsőként HANTKEN (1868) foglalkozott. A márgaösszlet korát a középső neokomban adta meg, s rámutatott a sorozatnak az alpi rossfeldi rétegekhez való hasonlatosságára.

HOFMANN mindmáig nagyon fontos dolgozatában (1884) a geressei jura és kréta képződmények szintézisét nyújtja. Külön figyelmet szentel a jura-kréta határnak: az azóta is sokat tanulmányozott Paprét-árki szelvény kapcsán leírja a felső jurára települő herriázi homokos márgát, s a rákövetkező breccsa rétegeket. A geressei kréta fő tömegét jelentő márgát (aptychuszos mészmárga) alsó neokomnak, s a felette lévő homokkővet (lábatlani homokkő) középső neokomnak tekinti.

A nagy elődök megállapításait ismétli STAFF (1907). SOMOGYI (1914) rétegtani eredményei pontosítják a HOFMANN féle adatokat.

FÜLÖP a geressei krétáról való monográfiájában (1958) a teljességre törekszik. A sorozat mindmáig legrészletesebb lito- és biosztratigráfiai tagolását nyújtja. Szerző a Bersek-hegy és környékének szelvényeit számos ábrán illusztrálja. A márga rétegesoport korát a valangini-hauterivi-barrémi emeletekre terjeszti ki. Az egyes emeletek (sőt, alemeletek) meglétét gazdag faunával dokumentálja. A rétegtani következtetéseknel FÜLÖP – elsősorban – a NAGY I. Z. féle ammonitesz határozások eredményeire támaszkodott.

NAGY I. Z. később több cikkében (1964a, 1964b, 1967, 1968a, 1968b, 1969a, 1969b, 1981) ismerteti a Bersek-hegyi alsó kréta legfontosabb faunaelemeit és az azokból levonható rétegtani következtetéseket. A szerző számos hauterivi és barrémi ammonitesz rendszertani leírását és ábrázolását nyújtja.

A berseki alsó kréta alapos megértéséhez, várhatóan, a közelmúltban kiteljesedő komplex vizsgálatok vezetnek majd el. A litosztratigráfiai eredmények táblázatos összefoglalása már elkészült (CSÁSZÁR és HAAAS 1983).

A terület közettanára és mikromineralógiájára vonatkozó vizsgálatokról ÁRGYELÁN (1993) nyújt áttekintést. A törmelékes rétegsor feküjéből (Szentivánhegyi Mész

Formáció) kimutatott andezit-riolit törmelékét, egy a Tethys-Vardar óceánon belül meginduló szubdukciós folyamathoz kapcsolódó szigetfv kialakulásához köti. A flis sorozat uralkodó nehézásványait pedig a fenti óceán obdukálódott, kiemelkedett, majd lepusztult ofiolitos kéregrészből eredezteti. A berseki krétának, a rossfeldi rétegekhez való régen felismert hasonlatosságát a mikromineralógiai vizsgálatok eredményeként is hangsúlyozza.

A szedimentológiai megfigyeléseket FOGARASI (1993) foglalja körültekintő szintézisbe. A szerző a felfelé durvuló-vastagodó sorozatban négyféle közetfáciest különít el, amelyek üledéklerakódási környezetét külön-külön elemzi. Összefoglalva megállapítja, hogy a berseki alsó kréta sorozat a karbonát- és aragonit kompenzációs szintek közötti mélységben, egy uralkodóan agyagos-közettisztes tengeralatti lejtőkörnyezetben rakódott le, amelyben a fő üledékszállítási folyamatok a csuszamlások és egyéb gravitációs tömegáthalmazódási jelenségek voltak. A márgaösszletet tehát, ellentétben egy korábbi véleménnyel (SZTANÓ és BÁLDI-BEKE, 1992) nem egy tenger alatti lejtő disztális fáciéseként értelmezi, hanem a felismert csuszamlási fülkék alapján lejtőüledéknek tekinti.

FOGARASI a márgasorozat ciklicitását is vizsgálja. A „klasszikus” (valangini-barrémi) koradatokat alapul véve, a Milanković-féle ciklusok két rendjét is kimutatja a berseki sorozatban.

A geressei alsó kréta képződmények korára vonatkozóan a legfrissebb adat nannoplankton eredményeken alapszik. SZTANÓ és BÁLDI-BEKE (1989) a FÜLÖP (1958) alapján barréminek tekintett Kőszőrűkőbányai Konglomerátum korát, nannoplankton-eredmények alapján felső apti-alsó albainak tekinti. FÉLEGYHÁZY és NAGYMAROSY (1991) a korábbi (főként az ammoniteszekeken alapuló) rétegtani következtetéseket figyelmen kívül hagyva, a felszínen lévő teljes márga összlet korát is aptinak, ill. annál is fiatalabbnak (albainak) tartja. Szerzők, a fenti problémára is figyelmeztetve, állításukat egy későbbi cikkben lényegében megismétlik (FÉLEGYHÁZY és NAGYMAROSY 1992).

## A Bersek-hegyi szelvény és faunája

### A szelvény

Az 1991-ben és 1993-ban végzett ammonitesz gyűjtések a Bersek-hegy egy középső helyzetű, keleti, felhagyott bányaudvarában történtek (1. ábra), hozzávetőlegesen azonos szelvény mentén. A begyűjtött rétegsor a Berseki Márga felső és a Lábatlani Homokkő (zömmel alsó) rétegeit fogja át (2. ábra). A mintázott

szelvény (3. ábra) a FOGARASI (1993) féle 1. szelvénynek felel meg.

A sorozat alsó, kb. 4 métere döntően lila színű márga, ill. mészmárga váltakozásából áll. Erre egy erodált felszín mentén, változó vastagságú (a szelvény mentén kb. 5,5 méter vastag) zöldes színű, meglehetősen kaotikus belső szerkezetű réteg („zöld, rogyott réteg”) települ. Hagyományosan ez a réteg jelenti a Lábatlani Homokkő Formáció bázisát. Ez a „felfelé durvuló, vastagodó” sorozat kb. 25



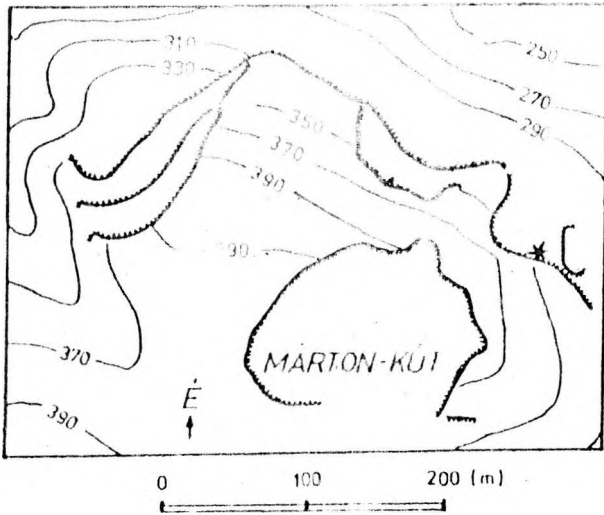
méter vastag a szelvényben. Színe a szemcsemérettel is összefüggésben változik, az alcuritos márgarétegek többnyire lilásak, míg a durvább homokkő, esetenként finom konglomerátumú rétegek rendszerint zöldesek.

*A fauna*

Az 1993-as gyűjtés során a rogyott zöld réteg alatti rétegekből komolyabb, a felső homokkőves sorozatból erősebb fauna került elő. A zöld rogyott réteg felett csak négy ponton (A, B, C, D) sikerült ammoniteszt gyűjteni.

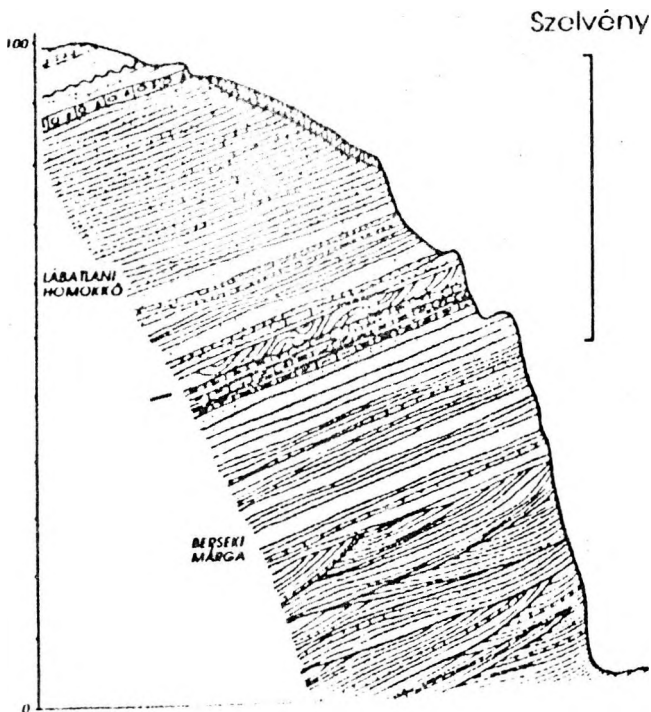
A cephalopodák többségint rossz, vagy nagyon rossz megőrzésűek. A fauna többnyire erősen deformált, kitáplított, gyakran eleve töredékesen beágyazódott, héjatlan vagy részben héjas kőbelekkel áll. Az ammoniteszek a kőzetben meglehetősen kaotikusan helyezkedtek el.

Az 1993-ban gyűjtött ammonitesz anyag rétegenkénti faunalistája a rétegek időződő sorrendjének megfelelően az alábbiakban adható meg:

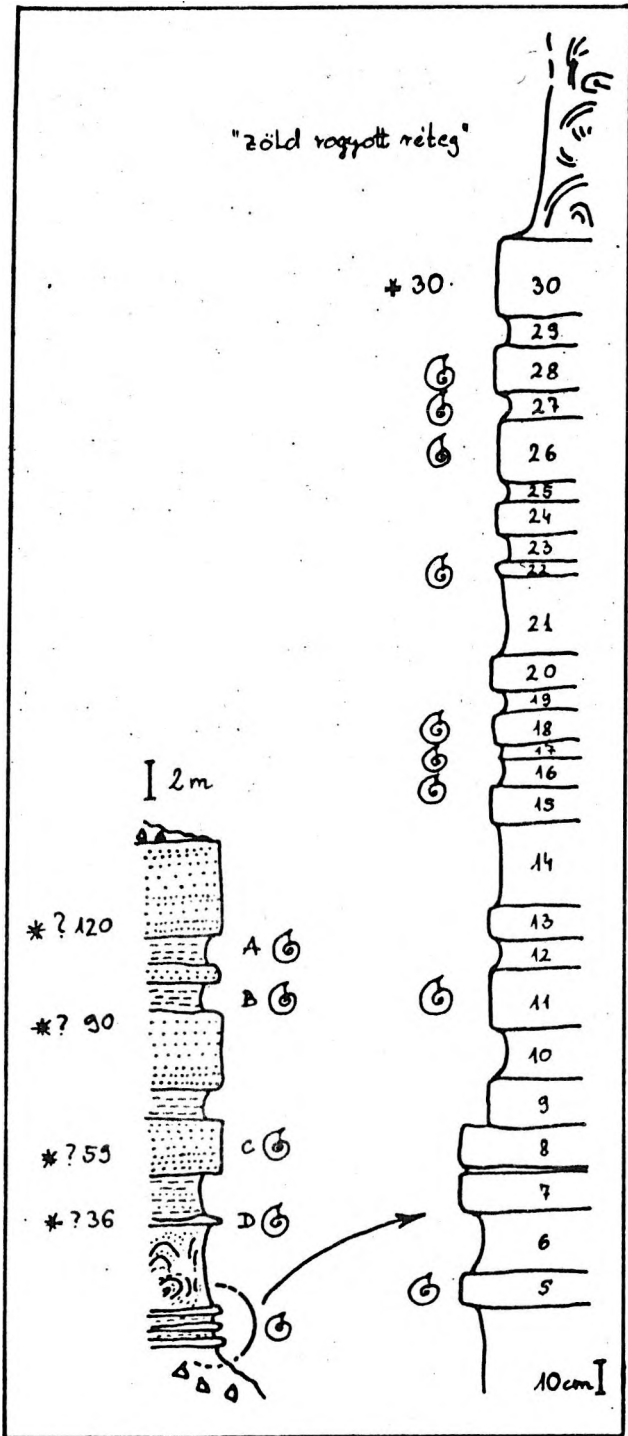


1. ábra: A Bersek-hegy vázlatos térképe FOGARASI (1992) nyomán. Az ammonitesz gyűjtés helyét \* jelöli.  
Fig. 1. Sketch map of the Bersek Hill, after FOGARASI (1992). The place of the sampled profile is indicated by the asterisk.

- A réteg: Ammonitina sp.
- B réteg: ?*Partschiceras* sp.  
? *Lytoceras* sp.  
? *Anahamulina* sp  
Ptychoceratidae sp.  
Ammonitina sp.
- C réteg: *Phylloceras* cf. *tethys* (D'ORB.)  
*Anahamulina* cf. *hoheneggeri* (UHLIG)  
Ammonitina sp.
- D. réteg: ?Tetragonitidae  
*Barrenites* sp.  
*Nicklesia* sp.  
? *Anahamulina* sp.  
? *Hypohoplites* sp.
- 28. réteg: *Lytoceras* sp.  
*Spitidiscus* sp.  
Neocomitinae sp.
- 27. réteg: *Olcostephanus* sp.
- 26. réteg: *Phylloceras* sp.  
*Neolissoceras* sp.  
*Neocomites* cf. *neokomiensiformis* (D'ORB.)  
*Neocomites* sp.  
? *Neocomites* sp.  
*Spitidiscus* sp.
- 20. réteg: *Lytoceratinae* sp.  
*Spitidiscus* sp.  
Ammonitina sp.
- 18. réteg: *Lytoceras* sp.
- 17. réteg: ? *Spitidiscus* sp.
- 16. réteg: *Phylloceras* sp.  
*Lytoceras* sp.



2. ábra: A vizsgált szelvény rétegtani helyzete. A szelvényvázlat CSÁSZÁR (1984) és FOGARASI (1992) nyomán.  
Fig. 2. Stratigraphic position of the studied profile. Sketch diagram of the log is after CSÁSZÁR (1984) and FOGARASI (1992).



3. ábra: A begyűjtött szelvény vázlatos rajza. A számok rétegszámokat jelölnek. A \*-al megjelölt számok a korábbi gyűjtés valószínű rétegszámjai. A „zöld rogyott réteg” alatti rétegek valószínűleg hauterivi, a felette lévő rétegek barrémi (főként alsó barrémi) korúak.

Fig. 3. Log diagram of the sampled profile. Numbers indicate the number of the beds. Numbers indicated by the asterisk are the probable numbers of the former collecting. Beds below the green slumped bed are probable Hauterivian, while those are above are Barremian, mainly Lower Barremian.

*Spitidiscus* sp.

11. réteg: *Partschiceras* sp.  
*Spitidiscus* sp.

5. réteg: *Neolissoceras* sp.  
*Ammonitina* sp.

A begyűjtött ammonitesz anyag mennyisége és a megtartási állapota a fauna zóna szintű értékelését nem tette lehetővé. Annyi azonban megállapítható, hogy a szelvény alsó, a zöld rogyott réteg alatt elhelyezkedő rétegei (lila márga és mészmárga) valangini, vagy (és ez a valószínűbb) alsó hauterivi koriak. Ezt elsősorban a gyakori *Spitidiscus*-ok és a *Neocomites*-ek támasztják alá. Utóbbi nemzetség a valanginire és a hauterivi házására jellemző.

A felső, döntően zöldes, ám esetenként szintén lila színű rétegek, amelyek a zöld rogyott réteg felett helyezkednek el, barrémi, feltehetően alsó barrémi koriak. Ezt a bennük fellelt *Barremites*, *Anahamulina* és *Nicklesia* nemzetségek jelenléte bizonyítja. A fenti genuszokkal együtt talált *Hypohoplites* sp. jelenléte zavaró, lévén hogy a forma a magasabb krétából (albai) ismert. (Valószínű, hogy az ammoniteszek körében gyakran fellépő (heterokron) homeomorfia jelenségével állunk szemben. Ez esetben a töredék meghatározása téves.

Itt érdemes megemlíteni, hogy a berseki szelvényekből előkerült, „zavaróan” fiatal ammoniteszeket említ a régebbi szakirodalom is. NAGY (1968b) két rossz megtartású, az *Ancyloceras* és *Stomiohamites* nemzetségekbe tartozó töredéket ír le. A fenti genuszok rendszeren a felső barrémi – apti korból ismertek.

Az 1991-es gyűjtés eredménye, amelyet a Magyar Állami Földtani Intézet emberei végeztek BUIJOR László vezetésével, hasonló faunát szolgáltatott. Sajnos, ennek a gyűjtésnek a pontos dokumentációja nem készült el, így az egyébként ugyanabban a szelvényben gyűjtött fauna csak megközelítően volt korrelálható a két évvel később gyűjtött anyaggal. A 3. ábráról leolvashatók a korábbi gyűjtés feltételezett rétegszámjai. Egyedül a 30-as rétegszám volt a terepen felismerhető a régi jelölések közül. Ennek a gyűjtésnek az ammonitesz anyaga, a rétegek időződő sorrendjében haladva az alábbiak szerint adható meg.

107. réteg *?Partschiceras* sp.  
*?Silesites* sp.

98. réteg *Partschiceras* sp.  
*Lytoceras subfimbriatum* (D'ORB.)  
*Lytoceras* sp.  
*Barremites* div. sp.  
*Silesites vulpes* (COQU.)

82. réteg *Phylloceras* sp.  
*Henzia* cf. *lindigi* (KARST.)  
*Subpulchellia castellanensis* HYATT  
*Pulchellidae* sp.  
*Barremites* sp.

	Ammonitina div. sp.	22. réteg	<i>Partschicerus</i> sp. aff. <i>winkleri</i> (UHLIG) <i>Lytoceras</i> sp. <i>Protetragonites</i> sp. <i>Spitidiscus</i> sp. <i>Olcostephanus</i> sp. aff. <i>asterianus</i> (D'ORB) Echinoidea sp.
75. réteg	<i>Phylloceras</i> sp. <i>?Lytoceras</i> sp. <i>Barremites</i> sp. Ammonitina sp.		
63. réteg	<i>?Barremites</i> sp. <i>Anahamulina hoheneggeri</i> (UHLIG) <i>Bivalvia</i> sp.	12. réteg	<i>Olcostephanus</i> sp.
61. réteg	<i>?Lytoceras</i> sp. <i>?Barremites</i> sp. Ptychoceratidae sp.	11. réteg	<i>Protetragonites</i> sp.
59. réteg	<i>Lytoceras</i> sp.	10. réteg	Phylloceratina sp. <i>Neolissoceras</i> cf. <i>grasianum</i> (D'ORB) Ammonitina sp.
54. réteg	<i>Phylloceras tethys</i> (D'ORB.) <i>?Barremites</i> sp. <i>?Ptychoceratidae</i> sp. <i>Holcodiscus</i> sp.	22–26 rétegek felirattal az alábbi ammoniteszek lettek hegyűjtve:	<i>Crioceras</i> sp. <i>Olcostephanus</i> sp.
52. réteg	<i>Lytoceras</i> sp.		12–24 rétegek felirattal pedig egy <i>Spitidiscus</i> sp. került elő.
51. réteg	Ammonitina sp.		A 22–26 rétegek lila színű aleuritos márgájából származó <i>Spitidiscus</i> -ok és <i>Olcostephanus</i> -ok együttese az alsó hauterivi, esetleg a felső valangini korra utalnak. A 36-nál nagyobb számú rétegek már barrémi faunát szolgál- tattak. Ha a meghatározások és a belőlük levont következtetések helyesek, akkor a szelvényben a felső hauterivi nem dokumentált.
50. réteg	Ptychoceratidae sp.		A rétegsor felső (hosszabbik) szakaszának barrémi korát számos faunalelem, így a <i>Silesites vulpes</i> , <i>Anaha- mulina hoheneggeri</i> , a <i>Heinzia</i> cf. <i>lindigi</i> és a <i>Holcodiscus</i> sp. bizonyítja. A nagyon erős csomókat viselő <i>Holcodiscus</i> sp. (54. réteg) talán már az alsó barrémi legfelső (Cail- laudianus) zónáját jelzi. Ezt alapul véve, kézenfekvőnek látszik az az elképzelés, hogy a 36–54-ig terjedő rétegek az alsó barrémi alsó két zónájába sorolhatók, ám ez az állítás mindezidáig pozitíve nem volt igazolható.
45. réteg	Ammonites sp.		A 82. réteg Pulchellidae-i, elsősorban a <i>Heinzia</i> példánya talán már az alsó barrémi legtetejét, esetleg a felső barrémi bázisát (Vandenhecki Z.) jelzi. A 98. rétegből előkerült <i>Silesites vulpes</i> jelenlétét már NAGY I. Z. (1968) is jelzi a Bersek-hegyi neokomból. A jelleg- zetes, jól felismerhető, rétegtanilag is nagyon fontos fajt VAŠÍČEK (1990) a gerescei szelvényben szintén fellelt <i>Anahamulina hoheneggeri</i> -vel együtt ismertette a Kül- ső-Kárpátok alsó barrémijéből.
41. réteg	<i>?Barremites</i> sp.		
38. réteg	<i>?Barremites</i> div. sp. <i>?Anahamulina</i> sp.		
37. réteg	<i>Phylloceras</i> cf. <i>tethys</i> (D'ORB.) <i>Phylloceras</i> sp. <i>?Barremites</i> div. sp. <i>Anahamulina</i> sp.		
36. réteg	<i>Anahamulina</i> sp.		
26. réteg	<i>Partschicerus</i> sp.		
25. réteg	<i>Neolissoceras</i> sp.		
24. réteg	<i>Olcostephanidae</i> sp.		

### Egyéb ammonitesz adatok

#### A Lábatlan 36 (L-36) számú fúrás és faunája

Az L-36 számú fúrás egy kereken száz méter mély fúrás, amely a gerescei törmelékes alsó kréta sorozat felső részét harántolta. A fúrás lefrását és a vonatkozó

mikromineralógiai vizsgálatatok eredményeit ÁRGYELÁN (1993) nyújtja.

A törmelékes sorozat szürke, zöldes, barnás színű, főként a homok tartományba eső, változó mértékben kötött. Egyes szintekben azonban nagyon finom szemcsés (agyag, márga) ill. durvatörmelékes (finom konglomerá-

tum) rétegek települnek közbe. Gyakori, hogy a finom, ill. durva szemcsés rétegek ciklikusan váltakoznak.

A rétegsor dőlése kb 10°. A fűrómagon helyenként tektonizáltság nyomai (csúszási felületek, vetőkarcok) voltak felismerhetők. Bár a rétegsor tektonikusan valószínűleg kevésbé igénybevett, a kisebb elmozdulások, ill. ismétlődések lehetőségét nem szabad figyelmen kívül hagyni a rétegtani értelmezésnél.

A rétegsorban gyakoriak a szenesedett növényi maradványok, amelyek rendszerint egy-egy agyagos, finom törmelékes réteghez, vékony, szenes, agyagos zsinórhoz kötődnek. Az ammoniteszek rendszerint szintén a finom törmelékes szakaszokhoz kapcsolódva jelennek meg.

A fűrás alsó, felső és középső részéből egyaránt kerültek elő cephalopodák. Az ammoniteszek rendszerint rosszmegtartásúak, többnyire töredékesek, deformáltak.

A fűrásból előkerült ammoniteszek a következők voltak:

3,7 m	Ammonites sp.
20,0 m	Ammonites sp.
8,0 m	<i>Phylloceras</i> sp.
	Ammonitina sp.
49,0 m	? <i>Barremites</i> sp.
	Ammonites sp.
53,0 m	<i>Lytoceras</i> sp.
	? <i>Barremites</i> sp.
58,5 m	? <i>Lytoceras</i> sp.
	? <i>Barremites</i> sp.
	<i>Spitidiscus</i> sp.
	Ammonites sp.
66,7 m	<i>Spitidiscus</i> sp.
	Ammonitina sp.
68,0 m	<i>Spitidiscus</i> sp.
	? <i>Pulchellidae</i> sp.
80,2 m	<i>Spitidiscus</i> sp.
	Ammonites sp.
83,2 m	Ammonites div. sp.
83,6 m	Ammonites sp.
83,7 m	? <i>Silesites</i> sp.
	Ammonites sp.
84,0 m	<i>Partschiceras</i> sp.
	? <i>Protetragonites</i> sp.
	? <i>Crioceratites</i> sp.
	Ammonitina div. sp.
	Gastropoda sp.
84,2 m	Ammonites div. sp.
86,0 m	Ammonitina sp.

87,0 m	<i>Partschiceras</i> sp.
	? <i>Barremites</i> sp.
	<i>Spitidiscus</i> sp.
87,2 m	<i>Spitidiscus</i> sp.
87,3 m	? <i>Anahamulina</i> sp.
	Ammonites sp.
87,4 m	Ammonitina div. sp.
87,5 m	? <i>Colchidites</i> sp.
96,0 m	? <i>Barremites</i> sp.
96,8 m	? <i>Barremites</i> sp.
97,7 m	<i>Hamulina</i> sp.
98,1 m	?Ammonites sp.

A fűrás alsó szakasza bizonyosan a barrémibe, feltehetően az alsó barrémibe sorolható. Ezt a 49. métertől lefelé lévő faunaelemek (a *Barremites*-félék, a *Spitidiscus*-ok, a *Hamulina*, *Anahamulina* és a ?*Silesites*) bizonyítják. A fűrás felső szakaszából előkerült ammoniteszek sajnos nagyon rosszmegtartásúak, kormeghatározásra alkalmatlanok. Nehéz tehát megállapítani, hogy a fűrás felső része a felső barrémit képviseli-e, vagy esetleg annál is fiatalabb.

Megjegyzendő, hogy a barrémi/apti faunák elhatárolása még jó és gazdag ammonitesz anyag mellett is nagyon nehéz: gyakorlatilag az apti bázisán megjelenő, mediterráneum-szerte ritka *Deshayesites*-ek segítségével lehetséges csupán.

A cephalopoda vizsgálatok alapján levonható következtetések az Lb-36 számú fűrás esetében sincsnek összhangban a nannoplankton eredményekkel. FÉLEGYHÁZY és NAGYMAROSY (1992) szerint a fűrás albai korú kőzeteket harántolt.

#### A Nyagda-völgyből előkerült minta anyaga

A Nyagda-völgyből, a legészakabbra lévő homokkő kibukkanásból gyűjtött kicsiny ammonitesz fauna az alábbi taxonokat tartalmazta:

<i>Lytoceras</i> sp.
? <i>Protetragonites</i> sp.
<i>Valanginites</i> sp.

A kilapított, ám meglehetősen jómegtartású (ép szájadékú) *Valanginites* példány jelenléte alapján a minta kora valangini, feltehetően felső valangini. Ez az adat összevág SOMOGYI (1914) megállapításával, amely szerint a területen lévő zöldes homokkő részben valangini kori.

## Összefoglalás

A berseki összlet mély vízben, egy tenger alatti lejtőn rakódott le, ahol az üledékképződési környezetet a csuszamlások és egyéb gravitációs tömegáthalmazódási folyamatok határozták meg (FOGARASI, 1993). Ezek,

elképzelhető, hogy megnehezítik (vagy lehetetlenné teszik) a szubzóna és/vagy a zóna szintű kormeghatározást. Minden esetre kívánatos cél, hogy a szelvény anyagát a mediterrán területekre a közelmúltban kialakított (újrafor-

mált) ammonitesz zonáció (4. ábra) (HOEDEMAEKER és COMPANYY 1993) keretein belül, a lehető legpontosabban értelmezzük.

Az is látható, hogy az említett folyamatok a szelvény emelet (valószínűleg alemelet) szintű szukcesszióját és feloszthatóságát bizonyosan nem érintették. A Bersek-hegyi szelvény ammoniteszei a korábbi NAGY I.Z. féle vizsgálatok, valamint a jelenlegi ammonitesz rétegtani eredmények alapján (valangini)-hauterivi-barrémi korokat adnak. A jelen dolgozatban ismertetett, szelvény szerint gyűjtött cephalopoda anyag ?felső valangini-alsó hauterivi és alsó barrémi korú.

A Nyagda-völgy legészakibb homokkő kibukkanásából gyűjtött ammonitesz (?felső) valangini kort mutat.

A területhez közel eső lábatlani Búzás-hegy szelvényéből FÜLÖP (1958) nagyon jellegzetes felső barrémi ammoniteszt (*Silesites serranonis*) említ.

Megállapítható tehát, hogy a Bersek-hegy környékén feltárt több mint 100 méter törmelékes sorozat a valangini-barrémi intervallum jelentős részét képviseli.

Az eddig rögzített cephalopoda biosztratigráfiai eredmények egyébként jól illeszkednek a vonatkozó nemzetközi rétegtani és faunisztikai szakirodalom (COMPANY 1987, VAŠÍČEK 1986, 1990 stb.) adataival. Az is öröndetes, hogy a valangini-barrémi koradatokkal számolva egy egészen más irányú vizsgálati rendszer, a ciklussztratigráfia eredményei is -- látszólag -- ellentmondás mentesen értékelhetők (FOGARASI 1993).

Másfelől megállapítható, hogy a közelmúlt ammonitesz rétegtani vizsgálati eredményei, nem erősítik meg azt a nannoplankton vizsgálatok alapján levont következtetést, hogy a Bersek-hegyen feltárt márga és homokkő összlet apti és albai korú.

		ZONES	SUBZONES	HORIZONS	
ALBIAN (15)	upper	S. (S.) dispar	S. (S.) dispar S. (F.) blancheti		
		M. inflatum			
		E. laetus			
	middle	E. longatus			
		H. dentatus	H. spathi L. lyelli		
	lower	D. nummiflatum			
L. tardifurcata					
H. jacobii					
APTIAN	upper	A. nolani	D. nodosocostatum		
		P. melchioris (14)			
	middle	E. subnodosocostatum			
		D. furcata			
	lower	D. deshayesi			
		D. weissi D. uarkyricus			
BARREMIAN	upper	M. sarasini (13)		H. ridzewskii (13)	
		I. giraudi			
		H. feraudianus			
		H. sartousiana (12)			
		A. vandenheckii			
	lower	H. caillaudianus (11)			
S. nicklesi S. hugii				N. pulchella (10)	
HAUTERIVIAN	upper	P. angulicostata auct. (9)	P. catalloi P. angulicostata auct.		
		B. baleans			
		"P. ligatus" (8)			
		S. sayni		C. cruasense (7)	
	lower	L. nodosoplicatum (6)			O. (J.) jeannoti (5) C. loryi (5)
		C. loryi A. radiatus			
VALANGINIAN	upper	N. (T.) pachydicranus (4)		N. (T.) callidiscus C. furcillata O. (O.) nicklesi	
		S. verrucosum (3)	H. trinodosum		
		B. campylotoxus			
	lower	T. pertransiens			
		T. utopeta			
BERRIASIAN	upper	F. boissieri	T. alpillensis (2) B. picteti M. paraminonum		
	middle	T. occitanica	D. dalmasi B. privasensis		
			T. subalpina		
	lower	B. jacobii (1)			

4. ábra: A mediterrán területekre a közelmúltban kidolgozott alsó kréta ammonitesz zonáció (HOEDEMAEKER, COMPANYY és szerzőtársaik, 1993 nyomán).

Fig. 4. The new, Lower Cretaceous ammonite zonation of the Mediterranean Region after HOEDEMAEKER, COMPANYY et al., 1993.

## Köszönetnyilvánítás

A szerző ezúton is köszönetet mond azért, amiért munkáját a Magyar Állami Földtani Intézet, név szerint Dr. Császár Géza volt szíves támogatni. Jelen dolgozat

elkészítésére és publikálására az 552. számú OTKA téma keretein belül nyílt lehetőség.

## Irodalomjegyzék

- ÁROYELÁN G.: (1993) A gerecei kréta törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata (Egykori óceáni képződmények rekonstrukciója a törmelékes kőzetalkotók alapján) – doktori értekezés, ELTE Közvetlen-Geokémiai tanszék, pp. 186.
- COMPANY M. (1987): Los ammonites del Valanginiense del sector oriental de las Cordilleras Béticas (SE de España) – Tesis Doctoral de Univ. de Granada, pp. 294, Granada
- CSÁSZÁR G. (1984): Lábatlan, Bersekhegy: Valangian-Barremian Bersek Marl Formation and Lábatlan Sandstone Formation. In: CSÁSZÁR G., HAAS J. és társai: Hungary. 27th Int. Geol. Congr., Excursion 104: Mesozoic Formations in Hungary, 82–84, Budapest
- CSÁSZÁR G. és HAAS J. (1983): Magyarország litosztratógráfiai táblázata. p. 1. MÁFI
- FÉLEGYHÁZY L. & NAGYMAROSY A. (1992): Calcareous nannoplankton stratigraphy of Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains – Acta Geologica Hungarica, 35, 3., 251–262.
- FOGARASI A. (1993): Egy tengeralti lejtő elemző üledék földtani és ciklussztratógráfiai vizsgálata a Gerecse hegységben – kéziratot jelentés, ELTE, Általános és Történelmi Földtan Tanszék, pp. 54.
- FÓZY I. (1992): Tanulmány gerecei alsó kréta ammoniteszokról. Előzetes értékelés. – Kézirat, Magyar Természettudományi Múzeum, Föld és Őslénytár, pp. 15.
- FÓZY I. (1993): Alsó kréta ammonitesz biosztratógráfia a Gerecse hegységben (tanulmány) – Kézirat, Magyar Természettudományi Múzeum, Föld- és Őslénytár, pp. 11.
- FÜLÖP J. (1958): A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei – Geologica Hungarica series Geologica, 11, pp. 123.
- HANTKEN M. (1868): Lábatlan vidékének földtani viszonyai – A Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai, 48–56.
- HOEDEMAEKER J. & COMPANY M. (Reporteres) és mások (1993): Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean Region; Basis for the stratigraphic correlation within IGCP-Project 262 – Revista Espanola de Paleontologia, 8, 1, 117–120.
- HOFMANN K. (1884): Jelentés az 1883 év nyarán a Duna jobb partján Ó-Szőny és Piszke között foganatosított részletes fölvételről – Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1883-ról, 16–32.
- NAGY I.Z. (1964a): Palichnológiai adatok a gerecei alsókréta időszaki rétegekből – Földtani Közlöny, 94, 1. 139–140.
- NAGY I.Z. (1964b): Rendellenes házú alsókréta ammoniteszek a Gerecse-hegységben – Földtani Közlöny, 94, 1. 141–143.
- NAGY I.Z. (1967): Unterkretazische Cephalopoden aus dem Gerecse Gebirge I. – Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, 59, 53–79.
- NAGY I.Z. (1968a): Unterkretazische Cephalopoden aus dem Gerecse Gebirge II. – Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici, 60, 41–59.
- NAGY I.Z. (1968b): Alsóbarremi korú *Ancyloceras* és *Stomohamites* (Cephalopoda, Ammonoidea) – Földtani Közlöny, 98., 2., 282–284.
- NAGY I.Z. (1969b): Pulchellidák (Cephalopoda, Ammonoidea) a gerecei alsókrétából – Földtani Közlöny, 98, 2. p. 206–210.
- NAGY I.Z. (1969b): Őslénytani adatok a gerecei alsókrétából – Földtani Közlöny, 99, 221–214.
- NAGY I.Z. (1970): Adatok a gerecei alsókréta Cephalopoda faunájához – Földtani Közlöny, 100, 211–214.
- NAGY I.Z. (1981): Die Barreme-Stufe des Bersek-Berges (Gerecse-Gebirge, Ungarn) – Fragmenta Mineralogica et Paleontologica, 10, 27–29.
- NAGYMAROSY A. & FÉLEGYHÁZY L. (1991): New data on the age of the Lower Cretaceous Formations in the Gerecse Mountains (Hungary) – Geologica Carpathica, 42, 2. 123–126.
- SOMOGYI K. (1914): A gerecei neokom – A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve, 22, 274–345.
- STAFF J. (1907): Adatok a Gerecsehegység tektonikai és stratigraphiai viszonyaihoz – Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve, 15, 3. 161–207.
- SZTANÓ O., BÁLDI-BEKE M. (1992): New data prove Late Aptian-Early Albian age of Kőszörűkőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary – Annales Universitatis Scientiarum Budapestensis de Rolando Eötvös Nominata, sectio Geologica, 29, 155–164.
- VASÍČEK Z. (1990): Unterkreide-Ammoniten aus neu abgeteufte Schichten im Gebiet von Frenstat-Trojanovice (Äußere Karpaten, Silesische Einheit, CSFR) – Acta Musei Moraviae, Scientifico Naturale, 75, 95–116.
- VASÍČEK Z., MICHALÍK J. (1986): The Lower Cretaceous ammonites of the Manín Unit (Mt. Butkov, West Carpathians) – Geologický Zborník, Geologica Carpathica, 37, 4, 449–481.

## Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott kréta korú tengeralatti lejtőn a Gerecse hegységben - munkahipotézis

Sedimentation on tectonically controlled submarine slopes  
of Cretaceous age, Gerecse Mts., Hungary  
- working hypothesis

FOGARASI Attila

ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum krt. 4/A.

(23 ábrával és 3 táblázzal)

### Abstract

The Early Cretaceous sedimentary succession in Gerecse Mountains is composed of various products of sediment gravity flows (turbidites, debris flow deposits and slumps) which reflect that a slope was formed in a deep marine depositional environment. Slump scars reflect unstable slopes. Muddy, silty sediment is dominant to sand.

Differential dissolution before burial places the depositional environment between the Aragonite and the Calcite Compensational Depth. The respectable depth is also indicated by ammonites, significant planktonic/benthic ratio and the presence of trace fossil *Zoophycos*.

While no distributary channels or canyon-like features are present and debris flows are not significant no typical fan sediments deposited in the area. The sedimentation rate was about 1 cm per thousand years: one or two magnitude lower than that of deep-sea fans. These features indicate a mud- or silt-dominated submarine slope most likely with linear feeding system (in sense of READING, 1991). Progradation of the slope is demonstrated by a coarsening and thickening upward sequence.

Two significantly different transport route were active. One is shown by debris flows and slumps with orientation to the SW. The other is represented by turbidites directed to the W. Debris flows transported penecontemporaneous reef debris and pebbles of underlying strata nearby: radiolarites, limestones etc. Turbidites brought mostly ophiolite-derived debris. Different material implies separated source areas; which reflects two separated slopes in Gerecse Mts. during Early Cretaceous.

Debris flows and slumps were deposited on a slope determined by a thrust front. Turbidites derived from the shelf edge exposed by a dextral strike-slip cutting the thrust belt. Pre-Eocene stress field in Gerecse Mts. was orientated to NE-SW (compression axis) and NW-SE (extension axis), which respectably supports the model described above.

**Key words:** Gerecse, Early Cretaceous, gravity flow, tectonically controlled slopes

### Összefoglalás

A gerecsei alsókréta rétegeket különböző gravitációs üledékáthalmazó folyamatok (zagyarak, törmelékfolyások és csuszamlások) rakták le. Ezek együttes előfordulása egy lejtő kialakulására utal. A csuszamlási fülkék instabil lejtőt jeleznek, amelyen a pélites képződmények voltak uralkodóak.

A mély betemetődés előtt lezajló differenciált karbonátvisszaoldódás alapján a lerakódási környezet az aragonit és a kalcit kompenzációs szint között helyezkedett el. A viszonylag nagy mélységet az ammoniteszek, a jelentős plankton/bentosz arány és speciális nyomfossziliák (pl. *Zoophycos*) jelzik.

Mivel csatorna- vagy kanyon-jellegű formák nem ismerhetők fel a Bersek-hegyi területen, illetve a törmelékfolyások mennyisége is kicsi, a törmelék-kúp-jellegű üledékképződés kizárható. Az átlagos üledékképződési sebesség ezer évenként 1 cm volt. Ez egy, illetve két nagyságrenddel kisebb, mint a tipikus mélytengeri törmelék-kúpoké. Mindezek alapján vonalszerű üledékforrással rendelkező, uralkodóan pélites tengeralatti lejtőről beszélhetünk (READING, 1991 után). A lejtő progradációját a felfelé durvuló-vastagodó rétegsor tükrözi.

Az üledékszerkezetek megfigyelésével két szállítási irány mutatható ki. A közel egyidejű zátonytörmelék- és aljzatanyagot (radiolaritok, mészkövek stb.) tartalmazó törmelékfolyások, valamint a csuszamlások DNY-i irányban; míg az uralkodóan ofiolitos területéről származó zagyarak NY felé szállítottak. A eltérő anyag elkülönült lehordási területre utal. Ezt összevetve a különböző szállítási irányokkal két önálló lejtőt különíthetünk el a korai krétában.

A törmelékfolyások és a csuszamlások egy olyan lejtőről származhattak, amelyet egy feltételezett feltolódás okozott. A zagyarak az ehhez tartozó jobbos eltolódási zónák által létrehozott, s így mélyebb helyzetű közettömegeket feltáró lejtőről indulhattak el. A Gerecse területén mért pre-eocén feszültségtér-irányok (ÉK-DNY kompresszió, ÉNY-DK extenzió) is alátámasztják a fenti feltételezést.

## Bevezetés

Míg a Kőszőrűkőbányai Konglomerátum részletes üledékföldtani vizsgálatára a korábbiakban már sor került (SZTANÓ, 1990a,b), a Berseki Marga Formáció és a Lábatlani Homokkő Formáció lerakódási környezete, a környezetben ható folyamatok mivolta és erőssége továbbra is csak nagy vonalakban került ismertetésre (CSÁSZÁR és HAAS, 1984; KRIVÁN, 1989). A pontos faciológiai ismeretek, a szállítási irányok, és egy egységes üledékföldtani-tektonikai modell hiánya nagyon leszűkítette az

ősföldrajzi modellezés lehetőségeit. A friss üledékes közettani eredmények (ÁRGYELÁN, 1994, 1995), az új ammonitesz-rétegtani kutatások (FŐZY, 1995) és az előzetes ciklussztratigráfiai-paleokörnyezeti vizsgálatok (FOGARASI, 1995) értékeléséhez szükség van magának az üledékes környezetnek minél részletesebb megismerésére. E célból készítettem el az adott témából egyetemi szakdolgozatot, amely az alábbi értekezés alapjául szolgált.

## Nagyszerkezeti viszonyok

A Kárpát-medencét a Középmagyarországi öv két nagy egységre osztja: az Észak-Pannon-, illetve a Dél-Pannon Egységre (BALLA, 1984, 1988). A Dél-Pannon egységbe a Tisza és ettől DK-re a Dacidák egység tartozik (SÄNDULESCU, 1975, CSONTOS és társai, 1992) (1. ábra – CSONTOS és társai, 1992 után). A Tisza és a Dacidák „európai” eredetű alegységeket tartalmaz (SÄNDULESCU, 1975, KOVÁCS és társai, 1989). Az Észak-Pannon Egység európai (pl. Tátrikum), óceáni (pl. Meliatikum) és „afrikai” (pl. Dunántúli Középhegységi Egység) eredetű közettömegeket egyaránt tartalmaz (GÉCZY, 1973, CSÁSZÁR és HAAS, 1979, 1984), amelyek egymáshoz képest bonyolult takarós illetve oldaleltolódásos helyzetben vannak (GÉCZY, 1973, KOVÁCS, 1982, CSONTOS és társai, 1991, 1992).

A Gerecse hegység a Dunántúli Középhegység („Bakony Egység” – KÁZMÉR, 1984, 1986) északkeleti peremén helyezkedik el. Az egység délalpi affinitású (GALÁCS és VÖRÖS, 1972, KÁZMÉR, 1987, 1988) a gerecsei terület a Belluno-árokkaal párhuzamosítható (KÁZMÉR, 1987, 1988).

A gerecsei korakréta képződmények északi határvonalát a Diósjenő-Ógyalla-vonal adja. E mentén a Bakony Egység mezozóikuma és paleozóikuma érintkezik a Vepor kristályos képződményeivel (FUSÁN és társai, 1987). A szerkezeti vonal értelmezésére több különböző magyarázat született (KÁZMÉR és KOVÁCS 1985, KÁZMÉR 1986, BALLA 1989, FODOR és társai 1992, TARI 1992 és TARI és társai, nyomdában).

## Litosztratigráfia

A Gerecse hegység korakréta törmelékes rétegsora (2. ábra) középhegységi jellegű karbonátos összletre települ (FÜLÖP, 1958, CSÁSZÁR és HAAS, 1979, 1984). Az Északkeleti-Gerecseben későjúra pelágikus mészkőre

(Szentivánhegyi Mészkő – FÜLÖP, 1975) a törmelékes összlet alsó tagja, a Felsővadácsi Breccsa egy-két méteres homokos-márgás réteg közbetelepülésével következik. A



Gerecse nyugati részében mind alatta, mind felette pelágikus mészkő található (CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994).

A breccsa lerakódása után a terület tagoltsága továbbra is megmaradt: K-ÉK-en a Berseki Márga homokkőcsíkos márgája, majd a Lábatlani Homokkő; Ny-on a Neszmélyi Formáció kevert kavicsos, homokkőves, aleuritós rétegei következnek (nevek FÜLÖP, 1978 illetve CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994, CSÁSZÁR, nyomdában). A két egymástól elkülöníthető sorozat rétegtani viszonyai máig sem tisztázottak, üledékes közettani alapon megkísérrelhető a korreláció (vö. ÁRGYELÁN, 1994).

A kréta rétegsor utolsó tagja a Gerecsében a Kőszőrűkőbányai Konglomerátum Tagozat, FÜLÖP, 1958 szerint a Lábatlani Homokkő része. SZTANÓ (1990a, b) vizsgálatai szerint azonban a két összetétel elkülönül. A konglomerátum valószínűleg megjelenik a Ny-i területeken is (CSÁSZÁR, 1993, szóbeli közlés).

Az ezután következő tekintélyes üledékhézagot különböző törmelékes rétegek fedik le, amelyek azonban már eocén koriak (vö. GIDAI, 1967, 1972).

Hasonló kifejlődéseket írtak le az alsókrétából az Északi Mészkő Alpokban (FAUPL és TOLLMANN, 1978, DECKER és társai, 1987, és mások), és a Medvednica-hegységben (BABIĆ és GUSIĆ, 1978, ZUPANČIĆ és társai, 1981). Az észak-alpi Rossfeld Formáció tűpusterületén késővalangini-korabarrémi márgákból, homokkővekből, konglomerátumokból és breccsákból áll. A Grabenwald Schichten Formációt (FUCHS, 1968, PLÖCHINGER, 1968) koraaapti korú, masszív, összeolvadó homokkő, és kevés márga alkotja, míg a Lackbachschichten a Rossfeld Formációval egykorú, illetve fiatalabb (?berriázi-?későapti) turbiditeket és konturitokat tartalmaz. Az Ivansčica-hegységben található Ostrč Formáció korakréta korú márgákat, homokkőveket és konglomerátumokat foglal magába. A Rossfeldi Formációt már korán párhuzamosították a gerecsei alsókréta kifejlődésekkel (HOFFMANN, 1884).



1. ábra. Az észak-gerecsei kréta formációk szerkezeti helyzete az Alpok-Kárpátok-Dinaridák rendszerében (CSONTOS és társai, 1992 után).

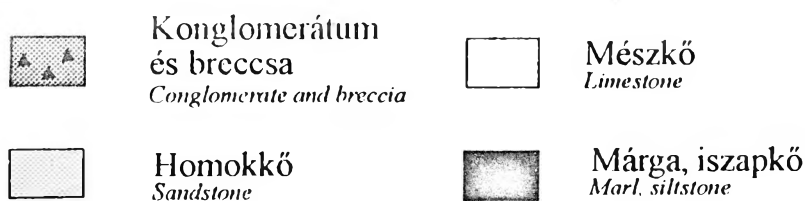
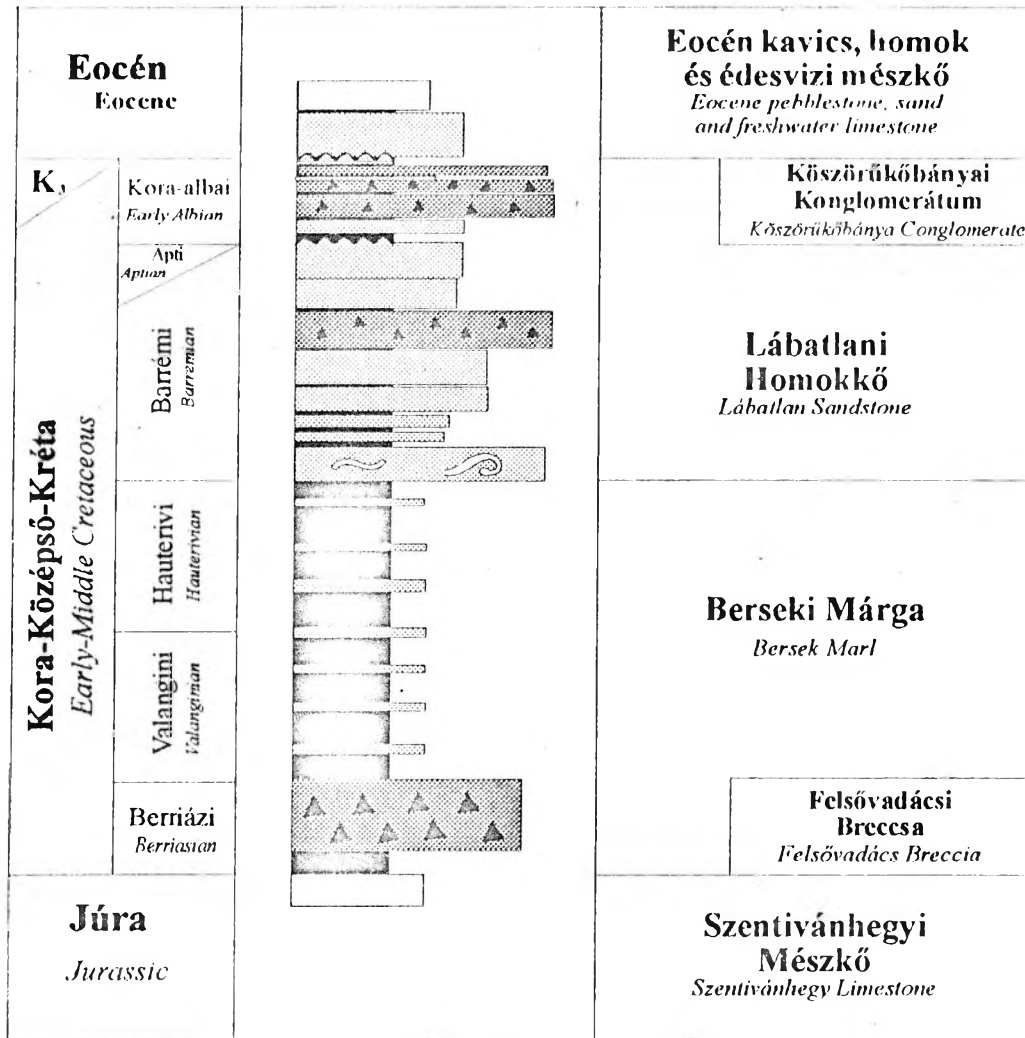
Fig. 1. Structural position of Cretaceous sediments of Gerecse Mts. in the Alpine-Carpathian-Dinarides framework.

### Biosztratigráfia

A gerecsei törmelékes alsókréta legalsó tagját, a Felsővadácsi Breccsát (és a fekvő, kisvastagságú ún. „alaprég”-et) HOFFMANN (1884) ismerte fel először. A breccsát a berriázi emeletbe helyezte. Így szerepel FÜLÖP-nél (1958) is; míg VIGH (1984) a valangini kort valószínűsíti. A fekvő biancone-típusú mészkő kora a korábbi

vizsgálatokkal ellentétben (középsőtithon - FÜLÖP, 1958) későtithon (VIGH, 1984). VIGH (1984) a júra-kréta határt gyakorlatilag folyamatosnak tekinti.

A breccsára települő Berseki Márga Formáció kora ammonitesz-vizsgálatok alapján (HANTKEN, 1868, HOFFMANN, 1884, SOMOGYI, 1914, FÜLÖP, 1958, NAGY,



2. ábra. A kelet-gercsei kréta vázlatos rétegtana. Méretarány nélkül.  
Fig. 2. Cretaceous stratigraphy of Eastern Gerecse Mts. Not to scale.

1968a,b,c, 1969, 1970, FÖZY, 1992, 1995) középső-valangini-középső-hauterivi. Ugyancsak ammoniteszvizsgálatok látszanak alátámasztani a Lábatlani Homokkő Formáció barrémi korát is (HANTKEN, 1868, HOFMANN, 1884, SOMOGYI, 1914, FÜLÖP, 1958, NAGY, 1968a,b,c, 1969, 1970, FÖZY, 1995). FÜLÖP (1958) a barrémi emeletbe helyezte a Köszörűkőbányai Konglomerátumot is. A Neszmélyi Formáció korát nagyon kevés adat bizonyítja; HORVÁTH A. vizsgálatai szerint a Neszmély-4 fúrásból

származó ammoniteszek barrémi-koraapti korúak, valamint a Ta-1472 fúrásban találtak néhány hauterivi ammoniteszt (CSÁSZÁR, nyomdában).

Az utóbbi években a mikrobiosztratigráfiai vizsgálatok új megvilágításba helyezték a sorozat korát. A Köszörűkőbányai Konglomerátum nannoplankton-kora későapti-koraalbai (SZTANÓ és BÁLDI-BEKE, 1992) a Neszmélyi Formáció kora foraminifera-vizsgálatok alapján korabarréni-koraalbai. FÉLEGYHÁZY és NAGYMAROSY

(1991) vizsgálatai alapján a Berseki Márta és a Lábatlani Homokkő szintén a későapti-kora-későalbaiba helyezendő.

Az ammonitesz és a nannoplanktonkorok egyeztetése még további vizsgálatokat igényel. Az ammoniteszek

belsejéből származó minták nannoplankton-vizsgálata folyamathban van.

## Tengeralatti lejtők üledékképződése

### *Lejtőtípusok*

A törmelékanyagot szolgáltató rendszer (továbbiakban: tápláló rendszer) számossága alapján a tengeralatti lejtők három típusa különíthető el: (1) pontforrású tengeralatti törmelékkúpok, (2) lejtőleplek/kötények és (3) többforrású mélytengeri törmelékes rendszerek (3. ábra) (READING, 1991). Ezek a kategóriák tovább osztályozhatók a szállított törmelék szemcsemérete szerint (READING, 1991): uralkodóan pélités (pélit = agyag + kőzetliszt), homok- vagy kavics szemcseméretű üledékekből álló rendszerekről beszélhetünk.

#### *Pontforrású tengeralatti törmelékkúpok (3a ábra)*

Radiális vagy hosszúkás alakú, általában jól kifejezett felső, középső és alsó zónával jellemezhető törmelék-kúpok, amelyeknek egyetlen tápláló forrása van, amely egy nagyméretű kanyon, csatorna (magyar nyelvű összefoglalás SZTANÓ, 1990a). Az üledéklerakódási sebesség általában nagy. Az agyagos-kőzetlisztes törmelékkúpok hosszúkás alakúak, míg a homokos vagy kavicsos szemcseméretűek radiálisak (vö. WALKER, 1984, BOUMA és társai, 1985). A kúp mérete a szemcseméret növekedésével csökken.

#### *Lejtőleplek (3c ábra)*

A lejtő csapásával párhuzamos, lineáris tápláló forrással rendelkeznek. Magas tengerszintnél kevés és finom üledék jut a lejtőre, annak csökkenésével mind a szemcseméret, mind az üledéklerakódási sebesség megnőhet. Két részre oszthatók: felső illetve alsó lejtőre. A felső lejtőn a csuszamlási fülkék uralkodnak, az alsó lejtőn a csuszamlások által kimozdított anyag rakódik le.

#### *Többforrású mélytengeri törmelékes rendszerek (3b ábra)*

A két fenti típus közötti átmenetet képviselik. Az üledék viszonylag sűrűn elhelyezkedő, kisebb „csatornákon” át kerül a lejtőre, és sűrűn elhelyezkedő, kisebb kúpokon rakódik le (vö. CHAN és DOTT, 1983, HELLER

és DICKINSON, 1985). Ezért oldalirányban nagyrészt azonos kifejlődésű rétegsorok találhatók. Lejtőirányban a szemcseméret és az üledékszerkezetek változása jelzi a lerakódási környezet változását.

### *A tengeralatti lejtőkön lejátszódó üledékképződési folyamatok*

#### *Gravitációs tömegmozgások*

A tengeralatti lejtőkön zajló gravitációs tömegáthalmazási folyamatok viszonylag jól ismertek (pl. STOW, 1986). A főbb folyamatokat a 4. ábra mutatja be (STOW, 1986). Mivel a homokos turbiditok és egyéb gravitációs tömegmozgások üledékszerkezetei a magyar irodalomban is jól ismertek (KOVÁCS, 1987 és SZTANÓ, 1990a), leírásuktól eltekinthetünk.

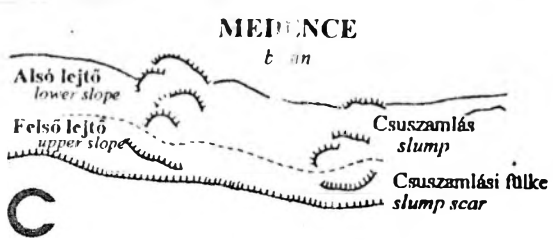
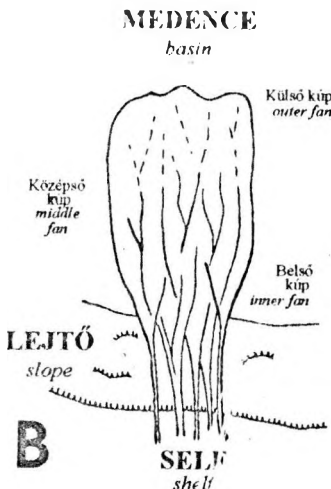
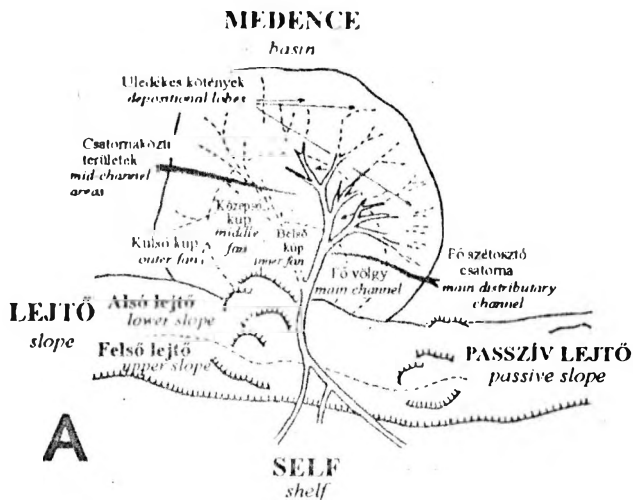
#### *Kontúr és nefeloid-áramlások*

A kontinentális lejtők csapása mentén haladnak az ún. kontúr-áramlások, amelyek jelentős üledék-áthalmazást végeznek. Az jelenlegi áramlások által lerakott üledék két típusa különíthető el: pélités, illetve homokos konturitik (STOW és LOVELL, 1979, STOW, 1986).

A Bersek-hegy szelvényében MUTTI (1993) szóbeli közlése alapján konturit-üledékképződésre utaló nyomok vannak jelen. Ezek alaposabb vizsgálata azonban még nem fejeződött be, így ismertetésük a jelen tanulmánynak sem lehet célja.

#### *Háttér-üledékképződés*

Ezen a néven az autochton üledékképződési folyamatok és az általuk lerakott üledékek összességét hívjuk. Ide tartoznak a biogén produkció eredményeként keletkezett karbonátos vagy kovattartalmú pelágikus finom iszapok, illetve ezek visszaoldódási maradékeként kialakuló vörösgyagok. A Bersek-hegyi rétegsorban a háttérüledékek fontos szerepet játszanak.



3. ábra. A tengeralatti lejtők típusai (READING, 1991) után. a. Pontforrású tengeralatti törmelékűpok. b. Többforrású mélytengeri törmelékes rendszerek. c. Lejtőleplek. (CHAN és DOTT, 1983 ábrája, módosítva.)  
 Fig. 3. Types of submarine slopes (after READING, 1991). a. Submarine fans. b. Multiple-sourced clastic systems. c. Slope aprons. (modified after CHAN & DOTT, 1983)

**FOLYAMATOK PROCESSES**

**Átülepítés Resedimentation**

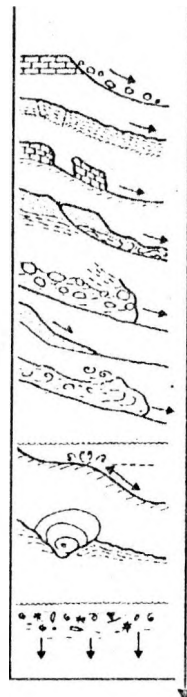
- Kőomlás Rock fall
- Kúszás Creep
- Csúszás Slide
- Csuszamlás Slump
- Törmelékfolyás Debris flow
- Szemese-folyás Grain flow
- Üledékfolyósodás Fluidized flow
- Zagyárok Turbidity current

**Fenékáramlások Normal bottom currents**

- Belső árapály, hullámzás Internal tides and waves
- Kontúráramlások Bottom (contour) currents

**Lassú leülepedés Pelagic sedimentation**

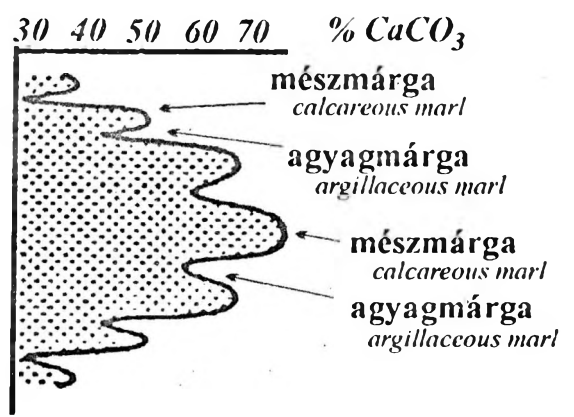
**JELLEGEK CHARACTERISTICS**



**ÜLEDÉKEK DEPOSITS**

- Olisztoitok Olistoliths
- Lejtőhürescsák Avalancho deposit
- Olisztozotomák (Csúszási, csuszamlási üledékek, debritek, stb.) Creep deposit, slide, slump, debris
- Debritek Debrisites
- Turbiditok Turbidites
- Hullámfodrok, dűnék Normal current deposits
- Kontúritok Contourites
- Hemipelágikus, pelágikus üledékek Hemipelagites, pelagites

4. ábra. A tengeralatti tömegáthalmazási folyamatok (STOW, 1986 után, SZTANÓ, 1991 ábrája).  
 Fig. 4. Some submarine mass transport processes (after STOW, 1986, SZTANÓ, 1991).



5. ábra. Az (A) fácies  $CaCO_3$  tartalmának változása. Egyes mészmárgák kisebb karbonáttartalommal rendelkeznek, mint néhány agyagmárga. Az alfaciések elkülönítése az egymást követő rétegek relatív karbonáttartalma alapján történt.  
 Fig. 5. Changes in the carbonate content of Facies A. Some "calcareous" marls have decreased carbonate content in comparison with some "argillaceous" marl. Subfacies are distinguished on relative changes of carbonate content.

## Kőzetfáciesek és értelmezésük

A szemcseméret és a belső üledékszerkezetek alapján négy kőzetfácies különíthető el.

### (A) Váltakozó karbonáttartalmú márga

**Leírás.** A kőzetfáciesen belül az egymásra következő rétegek relatív karbonát-tartalma alapján megkülönböztethetünk (A1) meszes márgát illetve (A2) agyagos-kőzetlisztes márgát. A márga terrigén komponense változó szemcseméretű: az agyag-finombomok szemcseméret-tartományon belül minden előfordul. A meszes márga és az agyagos márga rétegei ciklikusan, egymást váltva rakódtak le. Az elkülönítés makroszkóposan, a terepen, a rétegek mállási profiljának megfigyelésével történt. Márgás rétegsorok mállási folyamataiban az egymásra következő rétegek relatív karbonát-tartalma a meghatározó, nem pedig azok abszolút értéke (DE BOER, szóbeli közlés). Így a rétegsor átlagos karbonát-tartalmának változása miatt bizonyos „agyagmárga” rétegek abszolút karbonát-tartalma nagyobb, mint egyes „mészmárga” rétegeké (5. ábra). Az aragonit-tartalmú ősmaradványok (ammoniteszek) felső oldala még betemetődés előtt visszaoldódott, a kalcit-tartalmú fossziliák (belemniteszek, szájfedők) megőrzöttsége kitűnő.

### (A1) - Mészmárga

Világos színű, masszív, a fekvő és a fedő rétegeknél nagyobb karbonát-tartalmú, aleuritos márgák. Általában oldalirányban folytonos rétegeket alkotnak, néha gumós megjelenésű padokat, gumósorokat. Ennek oka lehet a diagenézis során bekövetkező karbonátanyag átszállítás a karbonátszegény rétegekből a karbonátgazdag rétegekbe (vö. RICKEN és EDER, 1991). A diagenetikus eredetű változás valószínűleg kicsiny volt, nem módosította az eredetileg is változó karbonáttartalom relatív eloszlását, hasonlóan más márga rétegsorokhoz (vö. SCHWARZACHER, 1987). A meszes márga alacsony  $O^{18}$  értékei (1. táblázat) szintén kis karbonátranzportra utalnak (DE BOER, szóbeli közlés). Ugyancsak ezt támasztja alá a homokkővek viszonylag kevésbé cementált volta (Árgyelán, előkészületben). Gyakran bioturbáció figyelhető meg. Az átlagosan tíz cm (4–20 cm) vastag rétegekben viszonylag sok ősmaradvány található.

### (A2) - Agyagmárga

Sötétebb színű, néha laminált rétegek, viszonylag kisebb karbonáttartalommal. A márga kőzetliszt szemcseméretű, finom rétegecskék, filmszerű bevonatok formájában szárazföldi növénytörleményt tartalmaz. *Chondrites* és *Zoophycos* életnyomok figyelhetők meg, azonban a makrofossziliák nagyon ritkán találhatók az átlagosan tíz cm vastagságú rétegekben.

(A1) és (A2) értelmezése: Az 1970-es évek vége óta megszorodtak a ciklikusan változó üledékes kőzetekkel foglalkozó publikációk (BERGER és társai, 1984, EINSELE és társai, 1991 és sokan mások). Az esetek döntő többségében a ciklicitást a Föld, mint égitest pályaadatainak folytonos, de ciklikus változásainak hatásaként értelmezik (pl. BERGER, 1981a,b).

Hasonló, kora-középsőkérta korú üledékekről – váltakozó karbonáttartalmú márgákról – mind Olaszországban, mind pedig Ausztriában (pl. DECKER és RÖGL, 1988) részletes elemzések láttak napvilágot. Ezen általánosan vélekedést elfogadva, a gerecei váltakozó karbonáttartalmú márgákat az orbitális paraméterek változása által befolyásolt háttér-üledékképződés termékének tartom (lásd FOGARASI, 1995).

Minta-szám Sample number	Karbonát-tartalom (%) Carbonate content (%)	Szénizotóp arány (‰) Carbon isotope rate (‰)	Oxigénizotóp arány (‰) Oxygen isotope rate (‰)
128	47.9	0.18	-2.41
129	14.7	-0.7	-4.81
130	38.1	-0.04	-4.09
131	13.1	-0.84	-4.96
132	59.9	0.29	-2.97
133	23.4	-0.61	-5.26
134	59.6	-0.07	-3.33
137	14.8	-1.1	-5.45
138	41.3	-0.29	-3.28

1. táblázat. Az (A) fácies mintáin végzett karbonát- és szervesanyag-tartalom, valamint izotópvizsgálatok eredményei. A minták az (3) szelvényből származnak (7. ábra).

Table 1. Carbonate and organic carbon content, and isotopic compositions of Facies A. Samples from Log 3 (Fig. 7.).

### (B) Laminált-gradált homokkővek

**Leírás.** A márgás sorozatba települő, oldalirányban folytonos, azonos vastagságú homokkővekben néha gradáció, gyakrabban lamináltság ismerhető fel. A többnyire jól osztályozott, gyengén kerekített törmelékanyag finom vagy durva szemcseméretű. Az eróziós alsó réteglapra – amelyen nagyon ritkán talpjegyek találhatóak –, általában Bouma AB, ABC vagy B tag következik. A homok anyaga szerint elkülöníthetők (B1) zöldeszürke, sziliciklasztos homokkővek és (B2) mészhomokkővek.

### (B1)

Zöldesszürke színű, vulkáni, illetve intruzív magmás törmelékanyagot tartalmazó (VASKÓ-DÁVID, 1989, 1991, ÁRGYELÁN, 1989, előkészületben) sziliciklasztikus homokkővek. Nagyon gyakran csak Bouma B tagból (laminált homokkő) állnak és sok szárazföldi növénymaradványt tartalmaznak a lemezek felszínén, amelyek a szállítási

irány szerint orientáltak. A rétegek vastagsága változó – 0,5–70 cm –, a rétegsorban felfelé növekszik, míg a magmás komponens mennyisége erősen lecsökken (ÁRGYELÁN, előkészületben).

(B2)

Szürke, világosszürke, vékonypados – max. 5–10 cm – mészhomokkő. A meszes anyagban a krinoidea-vázalemegek és egyéb biogén törmelékcszemcsék mellett apró mészkőszemcsék találhatóak (saját vizsgálatok, ÁRGYELÁN, előkészületben). Mind a belső üledékszerkezet (alig észlelhető lamináció), mind pedig a talpjegyek gyengén fejlettek, és a (B1)-gyél ellentétben növénymaradványok sem figyelhetők meg a rétegekben.

**Értelmezés.** Gradált homokkővek az üledékképződési környezetek sokaságában képződhetnek (viharüledékek selfen, alluviális törmelékűk, mélytengerek, stb. – EINSELE és társai, 1991). A gerecei rétegsorban azonban megfigyelhető a Bouma-ciklus különböző tagjainak jelenléte, ezen felül a gradált homokkővek olyan márgába települnek, amely ammoniteszeket, és különféle mélytengeri életnyomokat tartalmaz. Így levonhatjuk azt a következtetést, hogy a (B) közetfáciest zagyarak rakták le, mélytengeri környezetben. A hiányos Bouma-ciklus arra is felvilágosítást nyújt, hogy a területen a zagyárból csak a durvább szemcsék ülepedtek ki, a híg zagy finomszemcsés része tovább haladt üledék lerakása nélkül. A gradált homokkőveket már CSÁSZÁR és HAAS (1979, 1984) CSÁSZÁR (1984) és KRIVÁN (1989) is turbiditként írta le.

(C) Konglomerátumok és breccsák

**Leírás.** Maximum egy méter vastagságú, oldalirányban gyorsan kivékonyodó, lencseszerű breccsa, illetve konglo-

merátum-testek. A gyengén osztályozott, meszes, homok és kavics szemcseméretű (max. 20 cm) törmelék többnyire szemcsevázú, néha mátrixvázú. A törmelékanyag karbonátplatform, illetve korallzátony-eredetű (MIŠIK, 1991), valamint különböző mészkövek, vörös radiolarit és más kőzetek szemcséit is tartalmazza. Az eróziós eredetű alsó felszínen talpnyomok nem figyelhetők meg. Gradáció nem észlelhető.

**Értelmezés.** A gyengén osztályozott konglomerátumok és breccsák laterálisan leszűkített törmelékfolyással kerültek mai helyükre („hiperkoncentrált folyás” – MUTTI, 1993). A belső szerkezetek gyenge kifejlettsége, illetve a testek kis mérete rövid távú áthalomzásra enged következtetni.

(D) Gyűrt, homokos márga

**Leírás.** Szürkészöld színű, 2–4 m vastag homokos, márgás réteg. Benne irányítottan gyűrt homokkő és meszes márga padok figyelhetők meg, amelyek nem veszítették el teljes mértékben folytonosságukat. Mindig eróziós felszínre, szögdiszkordanciával települ. Felette nyugodt településű rétegek következnek.

**Értelmezés.** A homokos, márgás réteg kevert litológiája, gyűrt belső szerkezete csuszamlásos eredetre mutat (CSÁSZÁR, 1984, CSÁSZÁR és HAAS, 1984). Nagy regionális kiterjedése – a bányában egész szélességében észlelhető –, és nagy vastagsága egy hatalmas, egyszeri csuszamlásra utal, amely nagy területet borított be a (D) fácies anyagával. A csuszamlás bélyegei alapján nem fejlődött át törmelékfolyásba. A gyűrt rétegek dőlései alapján rekonstruálható volt a gyűrődés tengelye, amelyből DNY-i szállítási irányra következtethetünk.

## A Fáciesek térbeli elhelyezkedése

A különösen érdekes átmeneti rétegek, és a Lábatlani Homokkő Formáció bersek-hegyi kifejlődésének rétegsorát vettem fel nagyfelbontású szelvényezéssel. Az átmeneti rétegek a Berseki Márga Formáció legfelső tagjait és a Lábatlani Homokkő Formáció alsó részét tartalmazzák. A bányában három részletes szelvényt vettem fel (6–7. ábra), amelyek elhelyezkedését CSÁSZÁR (1984) szelvényén a 8. ábra mutatja be. Vizsgáltam a legalsó bányaudvar K-i falán (KRIVÁN-PÉRO-féle E szelvény) megtalálható üledéklerakódási jelenségeket is, amelyekről azonban részletes függőleges szelvényt nem készítettem.

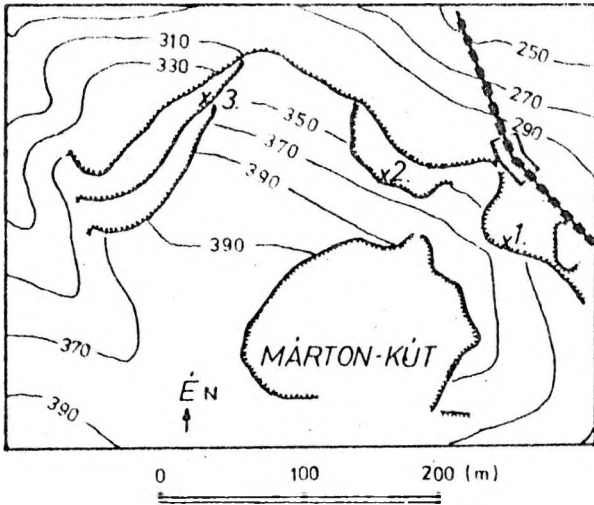
Az oldalirányú, elsődlegesen az üledéklerakódási környezet inhomogenitásai (lásd később) által okozott változásokat összevonva a következő általános rétegsort állítottam fel (9. ábra), három egység elkülönítésével (I., II., III.):

A bánya rétegsorának alsóbb tagjai (I. – lásd 9. ábra) a váltakozó karbonáttartalmú márga (A) fáciesbe tartoz-

nak, közbetelepült vékony gradált homokkővekkal (B fácies). Az eredetileg különböző karbonáttartalmú: meszes és agyagos márgarétegek elválasztása a kismértékű eredeti különbség és a mállás előrehaladott volta miatt nehéz. Azonban a nagyobb léptékű (kb. 4, illetve 12 m hullámhosszú) ciklikus karbonáttartalom-változás jól észlelhető. A szürke márgára nyugodt rétegzés jellemző a kőzetoszlop alsó 70–75 méterében.

Néhány helyen azonban egyes rétegek – mind a váltakozó karbonáttartalmú márgák (A), mind a gradált homokkővek (B) – oldalirányban, nagyon rövid távolságon belül kiékelődnek (10. ábra – SZTANÓ, 1991). A kiékelődések végpontjait összekötve egy homorú felület rajzolódik ki, amelyre kifialakú rétegek települnek. Ezek a kőzetlencsék a közepükön vastagabbak, a szélek felé pedig kivékonyodnak, és az előbb említett felület környezetében kiékelődnek. A rétegzés dőlését oldalirányból nézve a kiékelődés felszíne felett és alatt található rétegek között

jelentős, 15-20° dőléskülönbség van (11. ábra). A kifelődési felület belső illetve külső oldalán egyes homokkőrétegek meggyűrődtek, ugyanakkor piciny extenziós szerkezetek is felismerhetők (SZTANÓ, szóbeli közlés).



6. ábra. A Bersek-hegyen mért üledékföldtani szelvények elhelyezkedése a bánya területén.

Fig. 6. Map of the quarry. Numbers refer to sedimentary logs.

Mіндеzen jellegek alapján a zavart rétegzésű összlet csuszamlásos deformációt szenvedett. Mivel a deformáció nagymértékű gyűrődést nem okozott, az elmozdulás kicsiny voltához nem férhet kétség. A kisméretű elmozdulás, a kicsiny deformáció és a rétegek dőlésviszonyai alapján a csuszamlás a tenziós mélyedésben (LEWIS, 1971a,b, STOW, 1986 - 12. ábra) rakódott le. A belső szerkezet bonyolultsága, a SZTANÓ (1991) által leírt egységek (10. ábra) a különböző idejű, egymást követő mozgások eredményei (SZTANÓ, 1991), illetve az egyszerű mozgás által, a különböző keménységű, karbonáttartalmú és cementációs fokú rétegeken okozott különböző mértékű deformáció következtében jöhettek létre. A csuszamlási fülke (tenziós mélyedés) falainak kis dőléskülönbségei miatt sajnos csak a csuszamlás csapását állapíthattam meg, amely ÉK-DNy-i. Ezt az irányt alátámasztja a gyűrt rétegecskék gyűrődési tengelyeinek iránya is.

Hasonló szerkezetet észlelhetünk kb. 50 m-re DNy-ra, ahol a csuszamlási fülke rétegeinek dőléskülönbségét BALKAY (1955) és FÜLÖP (1958) tektonikus eredetűnek értelmezte. A réteglapokon és a csuszamlási felszíneken észlelhető ásványi tereplépcsők valóban bizonyítják egy üledékes szerkezetekkel preformált mozgás jelenlétét.

Az I. egység legfelső szakaszában a márgarétegek színe szürkéből vörösés-lilás árnyalathá vált. Az addig nehezen elválasztható meszesebb és agyagosabb padok világosan elkülönülnek. A homokkő képződése itt ideiglenesen megszűnik.

FÜLÖP (1958) és CSÁSZÁR (1984) a Berseki Márga Formáció és a Lábatlani Homokkő Formáció határát a vörösés-lilás márgarétegek és a szürkészöld, homokkőves márga érintkezésénél húzta meg közettani bélyegek alapján. Azonban a szemmel nagyon jól követhető eróziós felszínt nem említi az irodalom, pedig az erózió 50 méteres vízszintes távolságon elérheti a 3-4 métert is, amely a viszonylag kicsi üledéklerakódási sebesség (lásd később) mellett jelentős korkülönbségeket eredményezhet a csuszamlás fekvésében.

Az eróziós felületen rétegszerű karbonátfeldúsulás észlelhető. Felette található a szürkészöld, zöld színű homokkőves márgaösszlet (D fácies), amelynek alján a fekvőből felszakított, több méteres darabok vannak. Mint fentebb megállapítottuk, az összlet csuszamlásos eredetű. A réteg vastagsága D-DNy irányban megnövekedik (13. ábra). A kivastagodás, a gyűrt rétegek tengelyei alapján (saját vizsgálatok; KRIVÁN és PÉRÓ, 1989) a mozgás iránya D-DNy. Az eróziós felszínen kialakult karbonátdús réteg keményfelszínnek tekinthető, tehát a csuszamlás egy tengeri áramlásokkal rendszeresen mosott felületre történt. A megállapítást alátámasztja FÖZY (1992, 1995) biosztratiográfiai vizsgálata, amely szerint a csuszamlás fekvésében középső-hauterivi, míg a csuszamlás alsó rétegeiben barrémi kor mutatható ki.

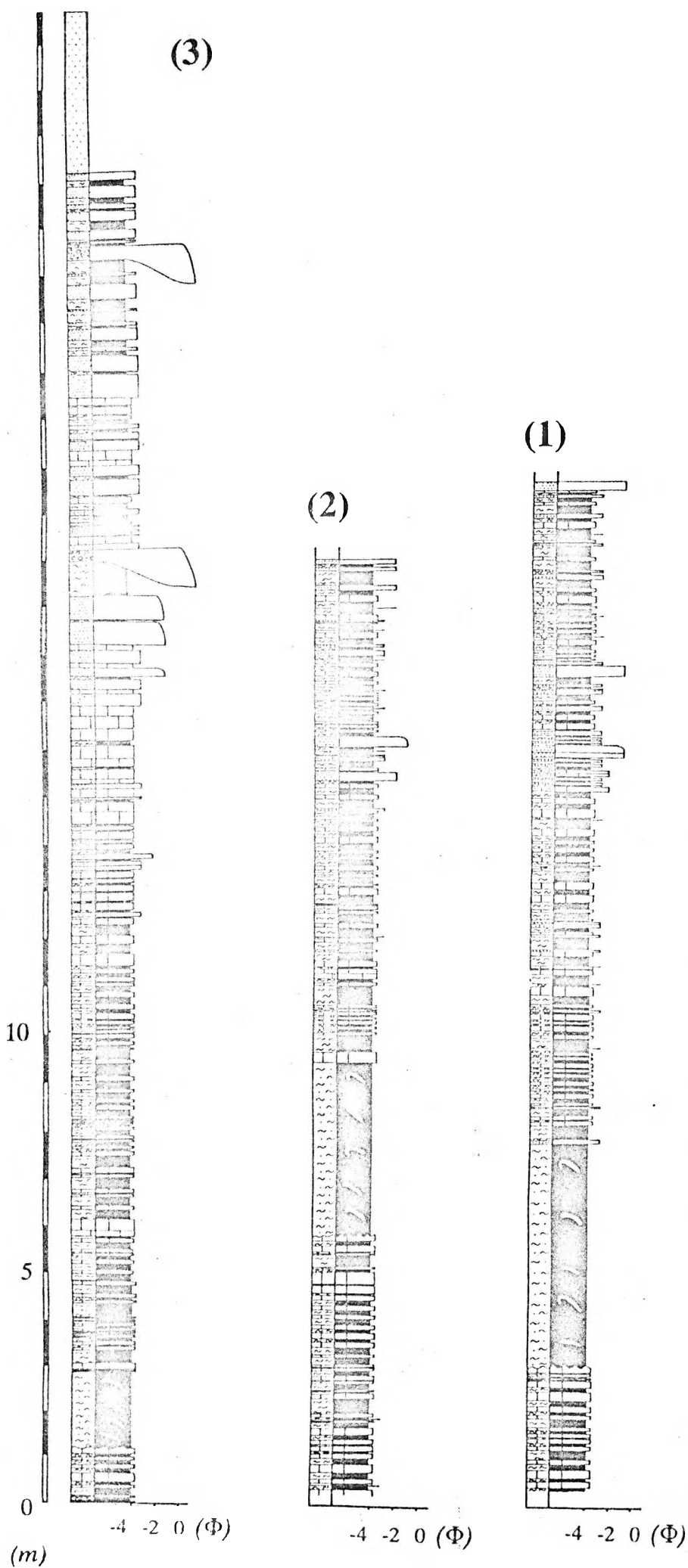
A zöld homokkőves márgára üledékes diszkordancia nélkül következnek az újabb homokkő-közbetelepülések márgarétegek, azonban az I. egységhez képest kis dőlés-változás észlelhető szabad szemmel, amelyet mérésekkel azonban nem sikerült kimutatni. A márgarétegek színe vörösés-lilás illetve zöldes között változik aszerint, hogy mennyi a durvább törmelékes anyag. A csaknem homokkőmentes márga vörösés-lilás színű, míg a homokkődús rétegek színe zöldes.

A gradált homokkőrétegek (B fácies) mennyisége és az egyes rétegek vastagsága erősen megnövekszik a rétegsorban felfelé haladva. Míg a rétegsor alsó részén nem figyelhető meg a homokkőrétegek összeolvadása, a felső részen ez többször látható, tehát a zagyarak eróziós ereje megnő. Ahol sok homokkő van a márgákban, nem észlelhető a karbonáttartalom váltakozása. Ennek valószínűleg diagenetikus okai vannak.

A homokkőrétegek között vannak olyanok is, amelyek uralkodóan meszes anyagból állnak, akárcsak a lencseszerű konglomerátum, breccsa (D fácies). Két ilyen lencse is található a vizsgált területen, melyek mindegyike eróziósan települ a fekvőre, amely az egyik esetben homokkő, a másik alkalommal azonban egy sötétszürke színű, gyűrt márgás összlet (Ez utóbbi a D fáciesbe sorolható.).

A homokkővek üledékszállítási iránya saját mérések és KRIVÁN és PÉRÓ (1989) mérései szerint K-Ny-i csapású. A szállítási irányt a turbiditek talpnyomai és a növényi törmelékek irányítottasága adta meg. A belemniteszek hossz tengelyei ezzel szintén párhuzamosak.

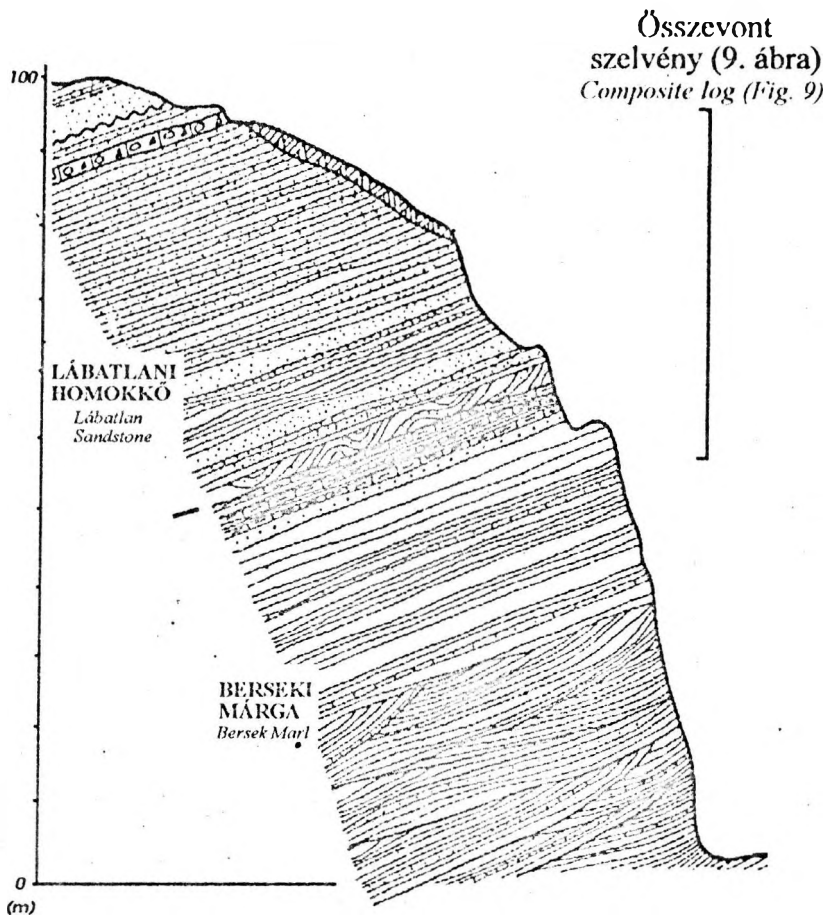
A felfelé durvuló, vastagodó rétegsorban több felfelé durvuló, vastagodó rétegsorozat különíthető el (9. ábra).



7. ábra. A Bersek-hegyen mért üledékföldtani szelvények.  $\Phi$  = a szemcseméret negatív, kettes alapú logaritmus. A szelvények helyét a 6. ábra adja meg. Jelmagyarázat a 9. ábrán.

Fig. 7. Detailed sedimentary logs at Bersek Hill.  $\Phi$  = negative logarithm of grain size in mm. Position of logs are indicated on Fig. 6. Graphics are explained on Fig. 9.





8. ábra. A bersek-hegyi szelvények rétegtani helyzete CSÁSZAR (1984) szelvényén.  
 Fig. 8. Stratigraphic position of logs on section of CSÁSZAR, 1984.

### Az üledéklerakódási környezet

#### Oldalirányú párhuzamosítás

Az I. egységben az egyes homokkő és márgarétegek oldalirányban nagy távolságokra követhetők, a vastagság lényeges változása nélkül. A III. egységben a durvább törmelékek beszállítódásának megerősödésével ez a jó elvi korrelációs lehetőség eltűnik, a mért 3 rétegsor különböző vastagságú és pozíciójú homokköveket tartalmaz (7. ábra), Összeolvadó turbiditek és kisebb csatormaszerű képződmények figyelhetők meg.

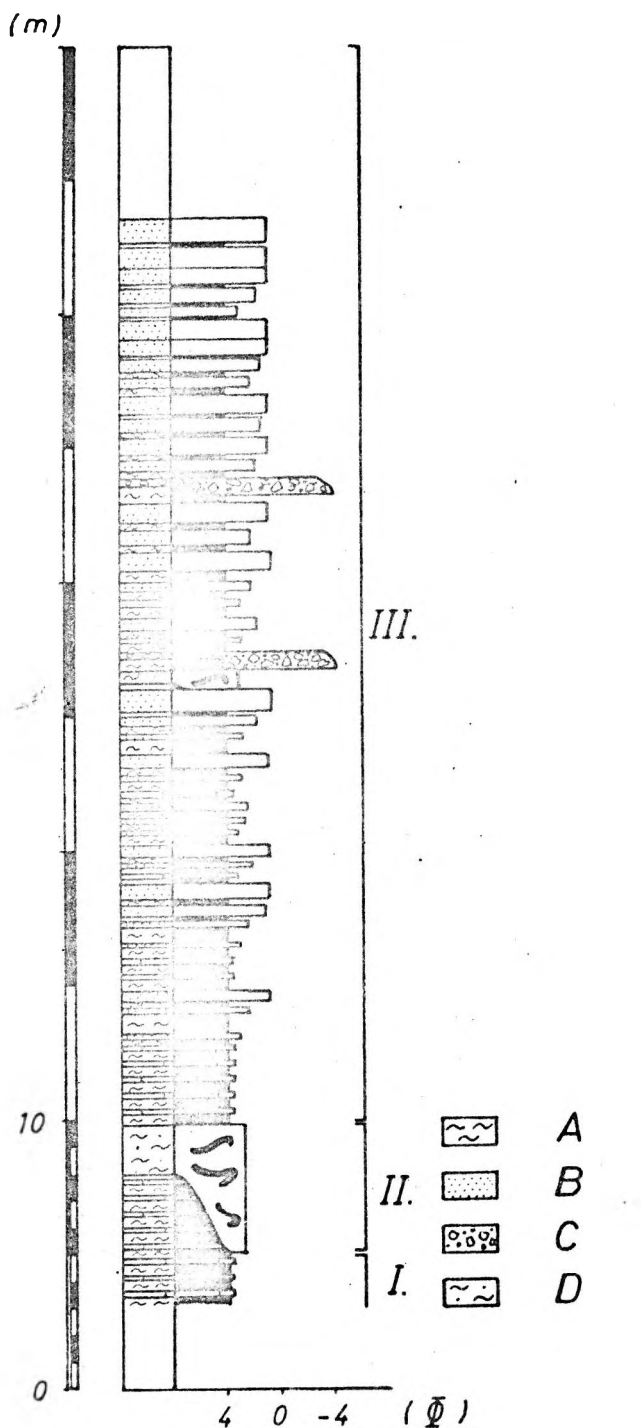
#### Mélytengeri ősmaradványok

Főként a rétegsor márgás, de egyes esetekben homokos tagjaiban is a korakréta mélytengereire jellemző ősmaradványokat: ammoniteszeket, belemniteszeket; és életnyomokat találhatunk: *Chondrites* és a *Zoophycos*. Míg a *Chondrites* tág mélységhatárok között megtalálható az óskörnyezetekben, addig a *Zoophycos* a kontinentális

lejtőre jellemző (SEILACHER, 1967, 1978). Az élethelyzetben megtalált bentosz formák nem jellemzőek a területre. Ez valószínűleg a nagyon kicsi üledéklerakódási sebesség (lásd később) miatt lecsökkent táplálékmenyiség következménye.

#### Visszaoldódás

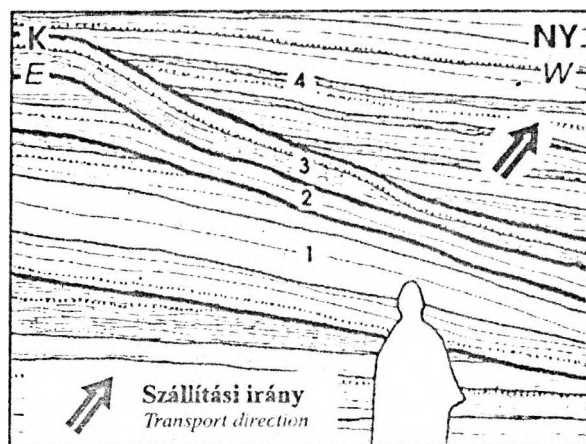
A márgarétegekben megtalálható ammoniteszek között héjas példány nem található, többnyire olyan kőbelek, amelyek eredeti héjának felső része betemetődés előtt leoldódott. Az ammoniteszek szájfedői és a belemniteszek nem szenvedtek visszaoldódást. Mindez arra utal, hogy a lerakódási környezet az aragonit kompenzációs szint (ACD) és a kalcit kompenzációs szint (CCD) közötti mélységben helyezkedett el. A korai diagenézis során folytatódott az aragonit feloldódása, azonban a karbonát újraeloszlása csak kismértékű az oxigénizotóp-vizsgálatok szerint (1. táblázat), és a kalcitot kevéssé érinti.



9. ábra. A Bersek-hegy átmeneti rétegeinek összevont rétegsora. ( $\Phi$  = a mm-ben mért szemcseméret negatív, kettes alapú logaritmus). A betűk a kőzetfáciesre utalnak.

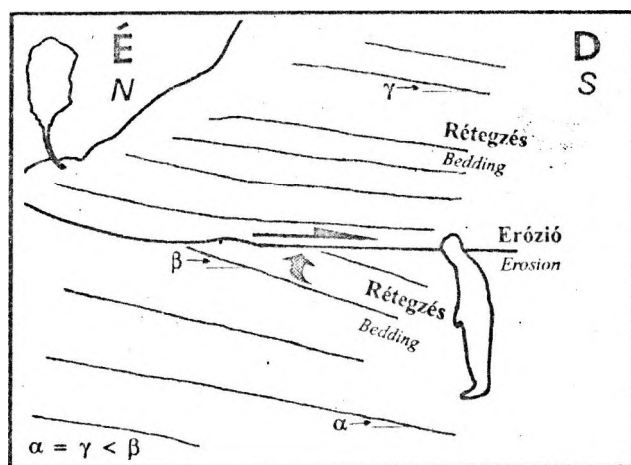
Fig. 9. Composite sedimentary log of Bersek Hill. ( $\Phi$  = negative logarithm of grain size in mm). Letters refer to facies.

VAN ANDEL (1975) szerint a kréta folyamán a kalcit kompenzációs szint 4 km felett, tehát viszonylag sekély helyzetben helyezkedett el. Az aragonit kompenzációs



10. ábra. Felfelé homorú felületeken kiékelődő rétegek az I. egységben. A szerkezet esuszamlási fülkének tekinthető, amelyben esuszamlások rakódtak le. A szállítási irány D-DNY-i. A számok a különböző esuszamlási események sorrendjét adják meg (SZTANÓ, 1991).

Fig. 10. Upward concave surfaces that some beds wedge out on. Repetitive slumping with S-SW transport direction. Numbers refer to succeeding slump events (SZTANÓ, 1991).



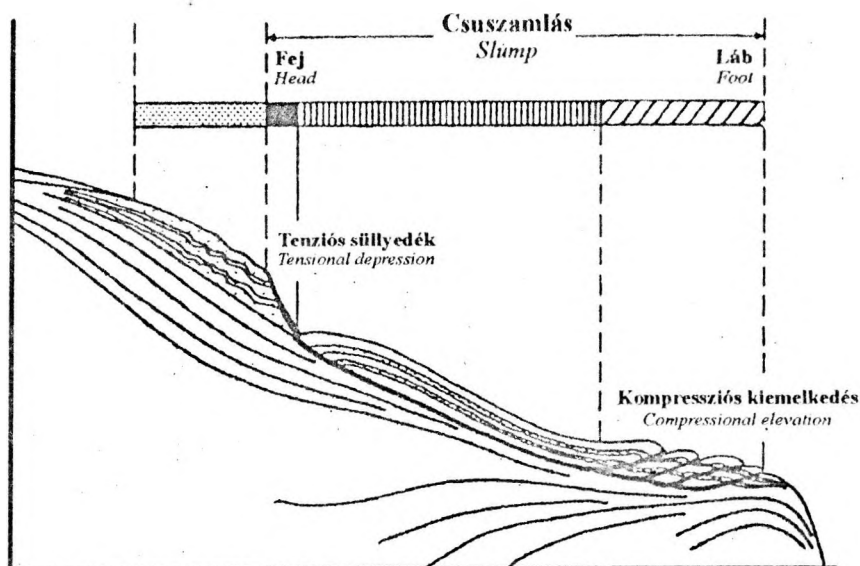
11. ábra. Jelentős dőléskülönbség észlelhető a konkáv kiékelődési felület két oldalán található rétegek között. A szállítási irány (fekete félnyíl) DDNY-i az elforgatott, felfeszített rétegek alapján.

Fig. 11. Dip difference between the layers situated on the opposite sides of a concave surface. Transport direction (to SSW) is based on rotated bedding.

szint helyzetére nincs adat az irodalomban, de mivel a CCD felett található, szintén sekély mélységű lehetett.

#### Oxigénviszonyok

A rétegsor átmeneti tagjaiban a rétegek színe vöröseslilástól zöldig változik. A zöld tagokban nagyobb a homok mennyisége, illetve bizonyosan pillanatszerű üledéklarakódási jelenségek találhatók bennük. A homokban sok növényi maradvány észlelhető, amely környezetét redukál



12. ábra. Egy nagy mélytengeri esuszamlás elméleti keresztmetszete (STOW, 1986 LEWIS, 1971a után).  
Fig. 12. Theoretical cross-section of a huge submarine slump (STOW, 1986 after LEWIS, 1971a).

ta. Az alacsonyabb üledéklerakódási sebességű márgák vöröses-lilás színűek; ezeket a hosszú el nem temettség alatt az áramlások oxidálhattak, míg a nagy üledéklerakódási sebességű homokosabb tagokat a csak felszíni oxidációs viszonyok nem érintették.

#### Kőzettani összetétel

BALLA (1981) szerint a gerecsei törmelékes ősszlet anyagát egy ÉNy felől a területéhez kapcsolódó szigetív szolgáltatta. Nehézízsvány-vizsgálatok alapján POBER és FAUPL (1988) kimutatta, hogy a Rossfeldi rétegek anyaga obdukált óceáni kéregből származik. Hasonló eredményre jutott gerecsei minták elemzése során ÁRGYELÁN (1989). Legújában a Bersek-hegy turbidites homokköveiről bizonyult be az ofiolitos eredet (ÁRGYELÁN, 1994, 1995). A záródó Vardar-óceán akkréciós szerkezeteiről származó anyag (POBER és FAUPL, 1988; FAUPL és WAGREICH, 1992) a rétegsorban felfelé feldúsul kvarcban és elszegényedik bázisos magmás anyagban (ÁRGYELÁN, 1994). Hasonló változást mutatnak a Neszmélyi Formáció egyes rétegei, így a két formáció korrelálható (ÁRGYELÁN, 1994).

#### Kontúráramlások?

Mivel az üledékföldtanilag rokon területeken (pl. É-i Mésző Alpok) írtak le már konturritokat, a mélyáramlások fontos üledéklerakódási szerepet játszhattak a Gerecsében is. A gerecsei márgák néha lamináltak, esetleg szabálytalan rétegzésűek, elvéve kis homokkölcensék található bennük. Az ammoniteszek egy része összemosott jellegű (FÜLÖP, 1958). Az ún. "sediment drift"-ek mélyáramlások által alkotott mezozsókópikus üledékszerkezeti formák, amelyek bersek-hegyi jelenlétére egyes szedimentológiai bélyegek utalhatnak (MUTTI, 1993, szóbeli közlés). A

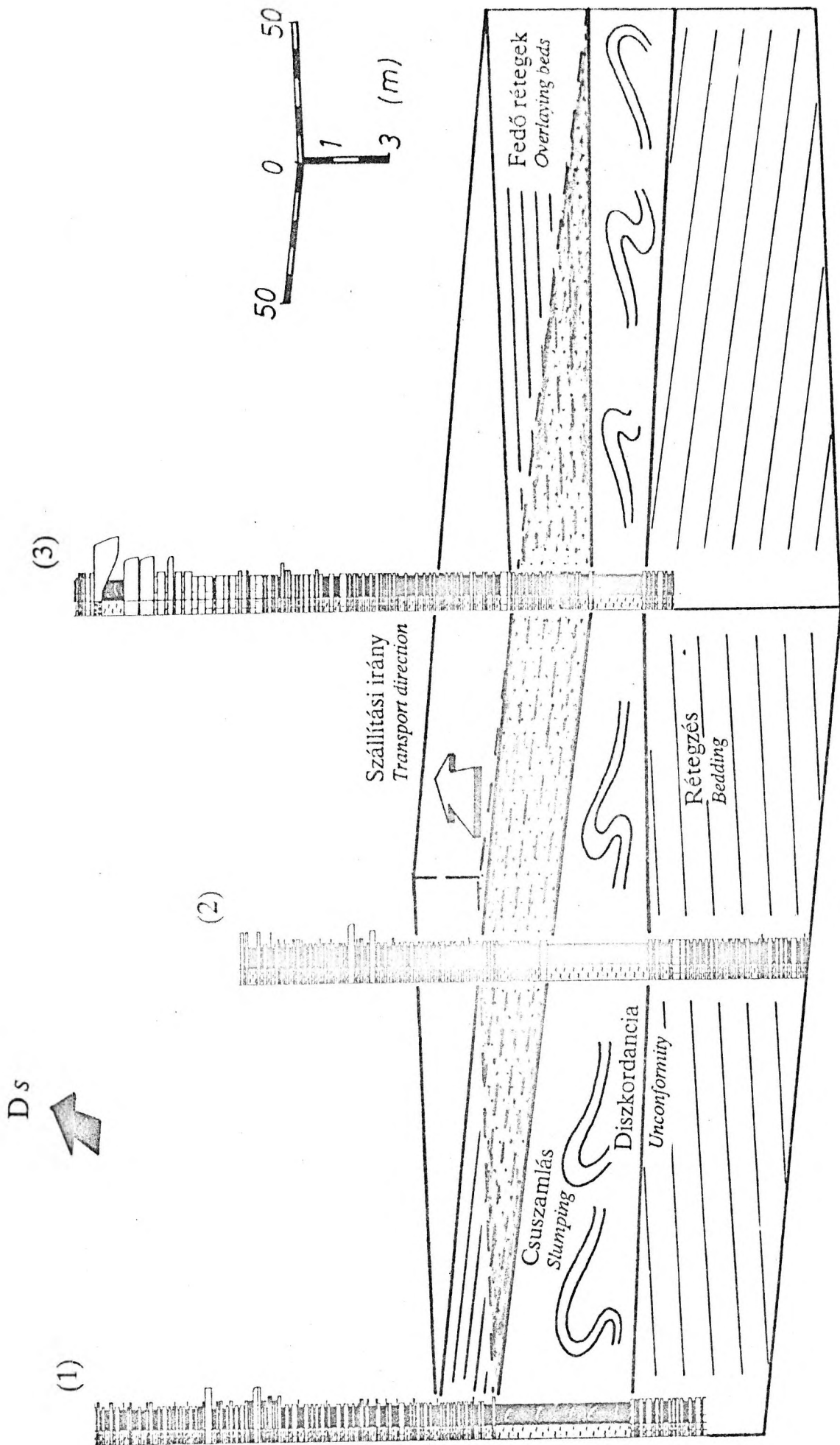
konturritok bizonyított kimutatása azonban további, igen részletes kutatást kíván.

#### Turbiditek

A gradált homokkőrétegek jelenléte a klasszikus gravitációs tömegáthalmazási folyamatok egykori hatására utal. A mélységviszonyok ugyan ebből nem állapíthatók meg, azonban ezek a folyamatok lejtőt igényelnek. A vizsgált terület a zagyarak keletkezési helyétől nem lehetett távol, mivel csak a Bouma-ciklus alsó tagjai jelennek meg (vö. KRIVÁN, 1989). A tengeralatti törmelékkúpok modelljei (MUTTI és RICCI LUCCHI, 1972, 1975, WALKER, 1984 és mások) alapján a márgákba települt homokkövek az alsó törmelékkúpoknak, vagy a felső törmelékkúpon a gát vagy a csatorna-közötti terület üledéklerakódási környezetének felelnek meg. Ugyanakkor más, nem törmelékkúp jellegű mélytengeri üledékes környezetben is megjelennek a turbiditek (vö. CHAN és DOTT, 1983, HELLER és DICKINSON, 1985, READING, 1991).

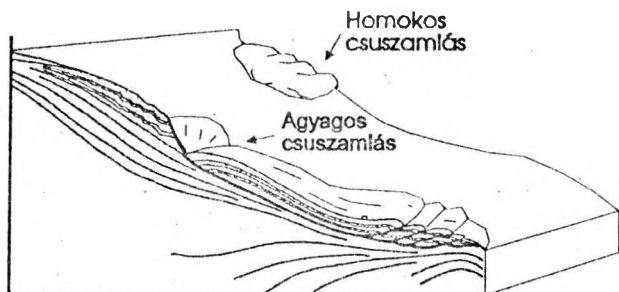
#### Csuszamlások

A rétegsorban meglehetősen gyakoriak a csuszamlások, melyek egy része alig, más része erősen deformált. Egyértelműen lejtőre utalnak, amelyen (1) kisméretű, alig elmozdított, a környezetétől korban és litológiában gyakorlatilag nem különböző, illetve (2) nagyméretű, nagyobb szállítást szenvedett, környezetétől mind korban, mind litológiában eltérő csuszamlások jöttek létre. Az első típus a tenziós mélyedés környezetében, a csuszamlási fülkében – tehát egy agyagos, aleuritos felső lejtőn –, míg a második inkább a kompressziós hát környezetében – alsó lejtő – keletkezhetett (12 ábra). Azonban a deformáltabb szerkezetű csuszamlás durvább, homokosabb anyagú – a szemcseméret növekedésével viszont megnövekszik a még



13. ábra. A csuszamlás térbeli helyzete. Vastagsága növekszik D-DNY-i irányban, a gyűrt rétegek hasonló orientációjúak, míg a fekvő rétegekkel szögdiszkordáns pozícióban van. A nyíl az üledékszállítási irányt jelzi.  
 Fig. 13. Geometry of the slump with increasing thickness towards the S-SW. Folding and unconformity can be recognized. The arrow indicates the transport direction.

stabil lejtő szöge. Így a homokosabb – tehát valószínűleg felsőbb pozíciójú – lejtőről származó, nagyobb mértékű szállítást szenvedett csuszamlások egy mélységben helyezkedhetnek el az agyagosabb, és kisebb szállítást szenvedett csuszamlásokkal (14. ábra). A megjelent csuszamlási fülkék alapján felső tengeralatti lejtő környezetet valószínűsíthetünk.



14. ábra. A csuszamlások kőzetminőségének és a szállítás távolságának összefüggése. A felsőbb lejtőről származó homokosabb csuszamlás azonos mélységbe került az alsóbb felső lejtőről eredő agyagosabbal.

Fig. 14. Relationship between lithology and distance of transport of slumps. Sandy slump derived from upper upper slope position prograded to the level of a muddy slump generalized on the lower upper slope.

#### Törmelékfolyások?

A szemcse-, néhol mátrixvázú konglomerátumokat és breccsákat törmelékfolyások rakták le, amelyek a korábbi áramlások által kimélyített csatornában szállítottak, illetve eróziós mélyedéseket hoztak létre a fekében. STOW (1986) utal arra, hogy a törmelékfolyások által lerakott üledékek között nemcsak kevés klasztot tartalmazó, mátrixvázú, hanem uralkodóan szemcsevázúak is megjelennek. A túlnyomóan szemcsevázú kifejlődés és a gyengén megjelenő üledékszerkezetek hiperkoncentrált folyásra utalnak (vö. MUTTI, 1993).

A törmelékfolyások mérete, térbeli elterjedése kicsi. Fontos azonban, hogy (néhány turbiditell együtt) karbonátos platformból, illetve zátonyból származó anyagot szállítottak a lejtőre. A kréta, a júra és talán triász kőzetanyag mellett ugyanakkor a magmás eredetű törmelék mennyisége bennük elhanyagolható.

Finomszemcsés, péltés turbiditek jelenlétére a területen egyelőre nincs bizonyíték.

#### Felfelé durvuló-vastagodó rétegsor

A rétegsorra jellemző a homok/agyag arány felfelé történő megnövekedése. Ez főleg a III. egységben mutatható ki, ahol nemcsak az arány, de az egyes homokrétegek vastagsága is megnövekszik, sőt itt található a törmelékfolyások is (9. ábra). Az I. egység felső szakaszán a homokkövek egyre kisebb számban jelentkeznek,

sőt eltűnnek. Ezt a felfelé finomodó-vékonyodó szakaszt zárja le a keményfelszín (nagyon kicsi üledéklerakódási sebesség), amely a tápláló rendszer nagyobb távolságra való vándorlására utalhat. A nagy csuszamlás a retrogradáló szakasz után a progradáció első jeleként fogható fel. A III. egységet feloszthatjuk kisebb felfelé durvuló-vastagodó rétegcsoportokra. Ezek az üledéklerakódási helyének oldalirányban történt elvándorlásának hatására alakultak ki (lebenyvándorlás – „lobe switching”). Mivel általánosan jellemző a durvább rétegek megjelenése a lejtő valószínűleg progradált.

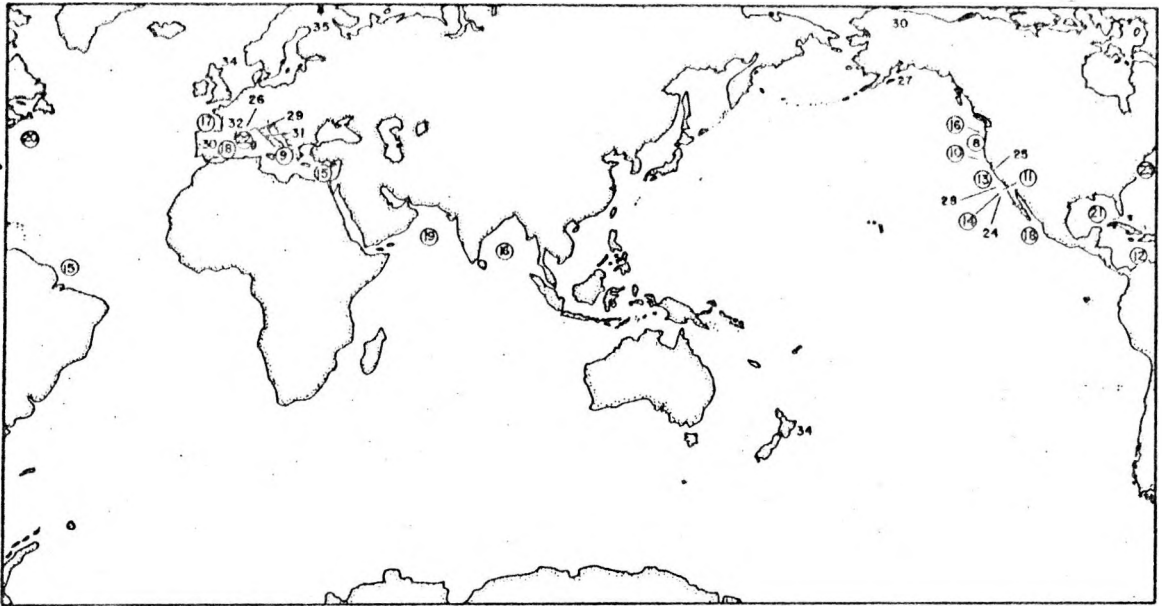
#### Üledéklerakódási sebesség

110 m márga és homokkő rakódott le a Bersek-hegyen a korakréta folyamán (saját mérések, CSÁSZÁR, 1984, KRIVÁN és PÉRÓ, 1989). Más szelvényekben FÜLÖP (1958) és CSÁSZÁR (1984) 300 m törmelékes soroatot idéznek a Gerecséből. FÜLÖP (1958) és más szerzők szerint a rétegsor lerakódása a középsővalanginitól a későbarrémig tartott. HAQ és társai (1987) kronológiai skálája alapján ez 12,5 millió évet tesz ki. Így az átlagos üledéklerakódási sebesség kb. 1 cm/ezer évtől (Bersek-hegy) kb. 2 cm/ezer évig terjed. (FÉLEGYHÁZI és NAGYMAROSY, 1991 adatait tekintve az üledéklerakódási sebesség közel kétszerese ennek, ugyanis a későapti-koraalbai intervallum Haq és társai, 1987 szerint kb. 7 millió évet tett ki.)

Az I. egységben a turbiditek nagysága, gyakorisága és eróziós hatása kicsi, így gyakorlatilag folyamatosnak tekinthető a rétegsor, a rétegek között nincsenek nagyobb hiányok. A II. egység nagyobb üledékhézagot követve települ a fekére, azonban a III. egység alján folytonos az üledékképződés. Az első turbiditek megjelenésével az erózió jelentősége megnő, nagyobb hiányok jelentkezhetnek a rétegsorban, ám ez az átlagos üledéklerakódási sebességet szempontunkból nem befolyásolja, mivel összehasonlítva adataink is olyan törmelékfolyásokról származnak, amelyekben a zagyárok eróziója nagymértékben befolyásolja az üledékképződést.

Hasonlítsuk össze a bersek-hegyi szelvény átlagos üledéklerakódási sebességét a tengeralatti törmelékfolyásokéval (BOUMA és társai, 1985; 2. és 3. táblázat; 15., 16. ábra)! A statisztikai módszerek ehhez megfelelő alapot nyújtanak.

A legtöbb földtani folyamat, jelenség eloszlása normális vagy lognormális (DAVIS, 1973). A tengeralatti törmelékfolyások üledéklerakódási sebességeinek eloszlása lognormális (17. ábra), 10% szignifikanciaszinten (khi-teszt, Kolgomorov-Szmirnoff teszt). Egy adatról statisztikai módszerekkel (hipotézisvizsgálatokkal) egy bizonyos valószínűségi küszöbön eldönthető, hogy az adott csoportba, populációba tartozik-e. A 17. ábrán látható, hogy a Bersek-hegy üledéklerakódási sebessége nem illeszkedik a lognormális populációba, az átlagos üledéklerakódási sebességnél messze kisebbel rendelkezik. Így nagyon kicsi az esélye annak, hogy a bersek-hegyi törmelékes ösztlet tengeralatti törmelékfolyás lerakódási környezetben képződött, sokkal valószínűbb valamilyen más környezet.



Amazon (5), Astoria (8), Bengal (6), Blanca 24, Brae 34, Butano 25, Cap-Ferret (7), Cengio 26, Chugach 27, Crati (9), Delgada (10), Ebro (18), Ferrelo 28, Gottero 29, Hecho 30, Indus (19), Kongsfjord 35, La Jolla (11), Laurentian (20), Magdalena (12), Marnoso-Arenacea 31, Mississippi (21), Monterey (13), Navy (14), Peira-Cava 32, Rhone (22), Torlesse 33, Wilmington (23)

15. ábra. Néhány jelentősebb mélytengeri törmelékkúp elhelyezkedése (BOUMA és társai, 1985). A bekeretezett számok recens, szubrecens törmelékkúpra utalnak.

Fig. 15. Distribution of huge submarine fans (BOUMA et al. 1985). Circled numbers refer to recent or subrecent fans.

### Szerkezeti mozgások és az üledékképződés

A homokkődős részen két kisebb feltolódás található (18. ábra), amelyeket a bányászati tevékenység már felemésztett. A réteglapokon gyakorta volt észlelhető réteglappal párhuzamos mozgásra utaló ásványi tereplépcső (harnis), s a mozgás síkja néha feltolódásos jelleggel metszett egyes rétegeket.

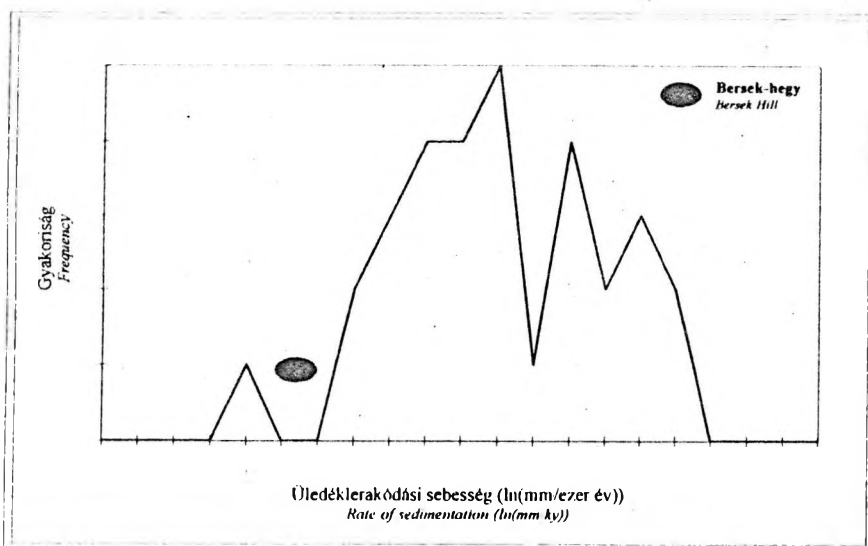
A Vardar-óceán záródása a későjúrában kezdődött, és a korakréta során folytatódott (19. ábra - FAUPL és WAGREICH, 1992). A takaró előrenyomulásához kapcsolódó mozgások a terület korai fejlődése során nem észlelhetők. Az I. egységben található görbült, liztrikus vetők értelmezése sajnos bizonytalan; a tektonikus vagy üledékes eredetre vonatkozó adatok nem kielégítőek. Irányuk - amely kb. D-DNy-i (saját mérések és BADA és társai, 1993) - illeszkedik a megállapított lejtőirányhoz (lásd később), így kapcsolódhatnak az azon zajló, gravitációs mozgásokhoz. A III. egységben mért feltolódások (amelyek szintén kétséges eredetűek) iránya is D-DNy-i mozgásra utal. Ez a lejtő progradációjával együtt az akkréciós tektonizmus területre való hatását bizonyíthatja. A preeocén feszültségterek NyDNY-KÉK-i kompressziós iránnyal rendelkeznek a Gerecse hegységben (BADA és társai, 1993). (Újabb adatok szerint megkülönböztethető egy korai - É-D-i kompressziós - fázis és egy késői - NyDNY-KÉK-i kompressziós - fázis. Ezeket a legújabb

tektonikai modellekhez (CSONTOS és VÖRÖS, 1992) kötik időben - prealbai és posztalbai korrall -, azonban terepen ez a korolás jelenleg még nem bizonyított. - BADA, 1994)

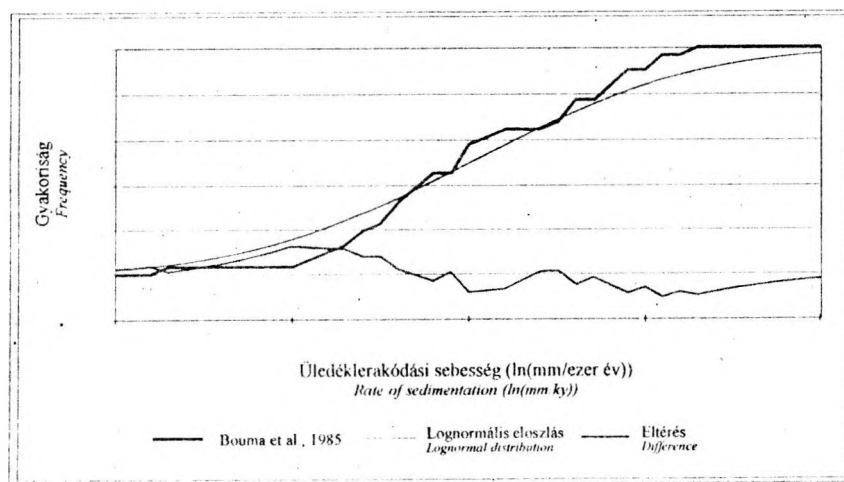
### Üledékszállítási irányok

A gerecsei alsókréta üledékszállítási irányainak meghatározásához saját mérések (turbiditek talpnyomai, csuszamlási fülke csapásiránya, csuszamlott rétegek gyűrődési tengelyei, orientált belemnitesz és növénymaradványok) mellett KRIVÁN és PÉRO (1989) egyes adatait használtam fel. Az üledékek mai irányok szerint ÉK-DNy, illetve K-Ny irányban szállítottak (20. ábra). A sztereografikus projekción tisztán elkülöníthető a két, kissé különböző szállítási irány. Az adatok az átlagdőléssel (228°/23°) korrigáltak, a jelenlegi pozíciónak megfelelőek. Az ÉÉK-DDNy, ÉK-DNy irányt a csuszamlások, és a törmelékfolyások szállítási irányai adják (ÉK-ról DNy-ra), míg a KÉK-NyDNY, K-Ny irányt a turbiditek alsó réteglapján észlelhető lineációk és szállított növénymaradványok (átlagos szállítási irány: 76°-256° csapású), illetve a Belemnitesz rostrumok orientációja (átlagos orientáció: 72°-252° csapásban) határozzák meg.

FÜLÖP (1958) szerint É felé a törmelékes összetel vastagsága megnövekszik. Ugyancsak FÜLÖP (1958) szerint a homokkőves rétegcsoport alsó része észak felé haladva idősödik, HANTKEN, 1868 és SOMOGYI, 1914 szerint a Nyagda-árokban hauterivi, sőt esetleg késővalan-



16. ábra. A tengeralatti törmelékkúpok üledéklerakódási sebességei BOUMA és társai (1985) adatai alapján, logaritmus skálán ábrázolva. Az adatok a 2. táblázatban találhatóak. Az egyes mélytengeri törmelékkúpok elhelyezkedését a 15. ábra mutatja be.  
 Fig. 16. Logarithmic histogram of sedimentary rates of submarine fans based on data of BOUMA et al. (1985). Data are described in Table 2. Distribution of fans can be seen on Fig. 15.



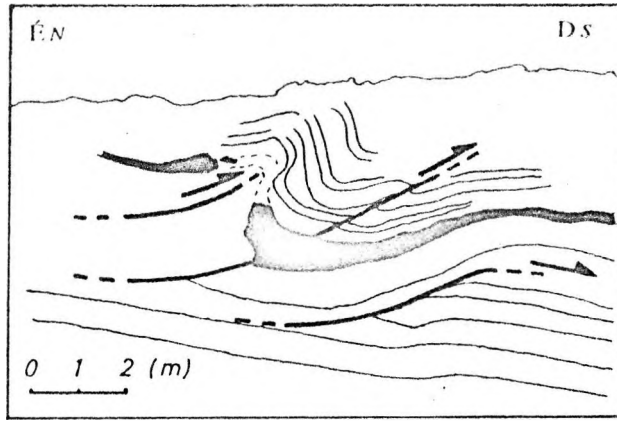
17. ábra. A tengeralatti törmelékkúpok üledéklerakódási sebességeinek eloszlása BOUMA és társai (1985) adatainak alapján. A görbe 10% szignifikanciaszinten illeszkedik a lognormális eloszlás kumulatív görbéjére.  
 Fig. 17. Cumulative histogram of sedimentary rates of submarine fans based on data of BOUMA et al. (1985). The normalized data give lognormal distribution on 10% significance level.

gini korú homokkövek találhatóak. Ezek az adatok egy durván É-ra emelkedő, a felsőbb részeken homokosabb lejtőre utalnak.

A vastagság- és szemcseméretbeli összefüggések, a csuszamlás és törmelékfolyás szállítási irányok alapján az üledékes összlet egy DDNy-i dőlésű tengeralatti lejtőn rakódott le. A zagyarak mozgási iránya és a lejtő esésirányának különbözősége a hosszúkás, árokyszerű mélytengeri üledékes medencék egyik jellemzője (pl. DECKER és társai, 1987). Ezért valószínűsíthető, hogy a DDNy-irányú lejtő egy közel K-Ny-i „árok” egyik oldalát képezte. A szerkezeti vizsgálatok szerint a Vardar óceán záródásával

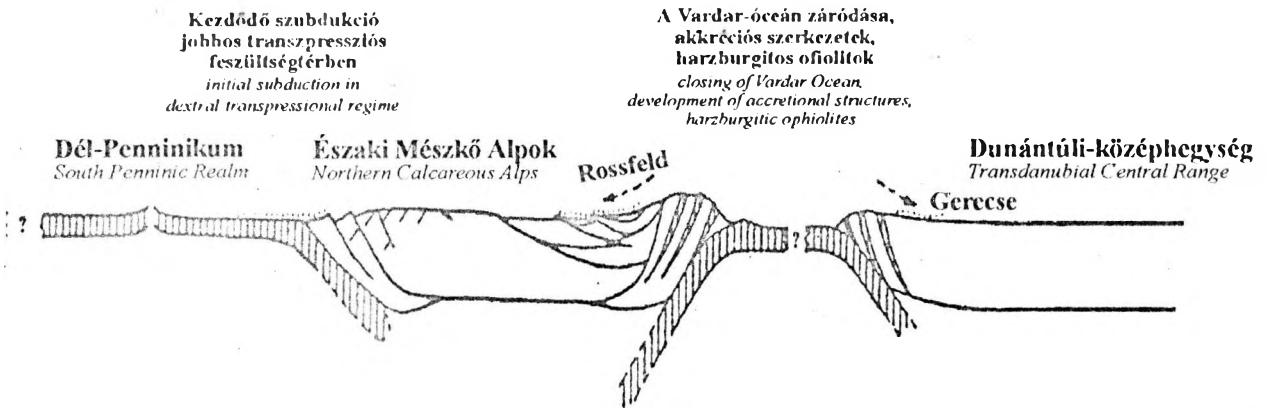
NyDNy-irányú feltolódások fejlődhetnek ki, amelyek hasonló irányú lejtőket határozhatnak meg (módszertanilag vö. pl. FODOR és társai, 1992). Ez az irány kissé eltér az üledékes megfontolások alapján feltételezettől, a lejtő és az „árok” orientációját mégis a takarós szerkezet irányított-sága határozhatta meg. A későapti-albai korú képződményeken végzett mérések (SZTANÓ, 1990a,b) DNy-i (visszaforgatva ÉNy-i) szállítási irányt adnak. Ez a lejtő irányának stabilitását bizonyítja.

A megfigyelt két eltérő szállítási irány által bezárt szög azonban nem kilencven, hanem hatvan fokos, ami további megfontolásokat kíván.



18. ábra. Feltolódás a III. egység felső részén. A besötétített rész (C) fáciésű konglomerátum, breccsa lencse.

Fig. 18. Small thrusting at the upper part of Unit III. Dark parts are of Facies C, lenses of conglomerates or breccias.



19. ábra. ÉNY-DK-i szelvény az É Mészkö Alpok és a Dunántúli Középhegység területéről (FAUPL és WAGREICH, 1992) a hauterivi–barrémiben. A Vardar-óceán helyén felgyűrődő hegység az Északi Mészkö Alpok és a Dunántúli Középhegység között helyezkedik el.

Fig. 19. Section of the Northern Calcareous Alps and the Transdanubian Central Range (FAUPL & WAGREICH, 1992) in the Hauterivian-Barrémien. The collided and obducted parts of the previous Vardar Ocean are situated between the Alps and the Transdanubian Central Range.

## Ösföldrajz

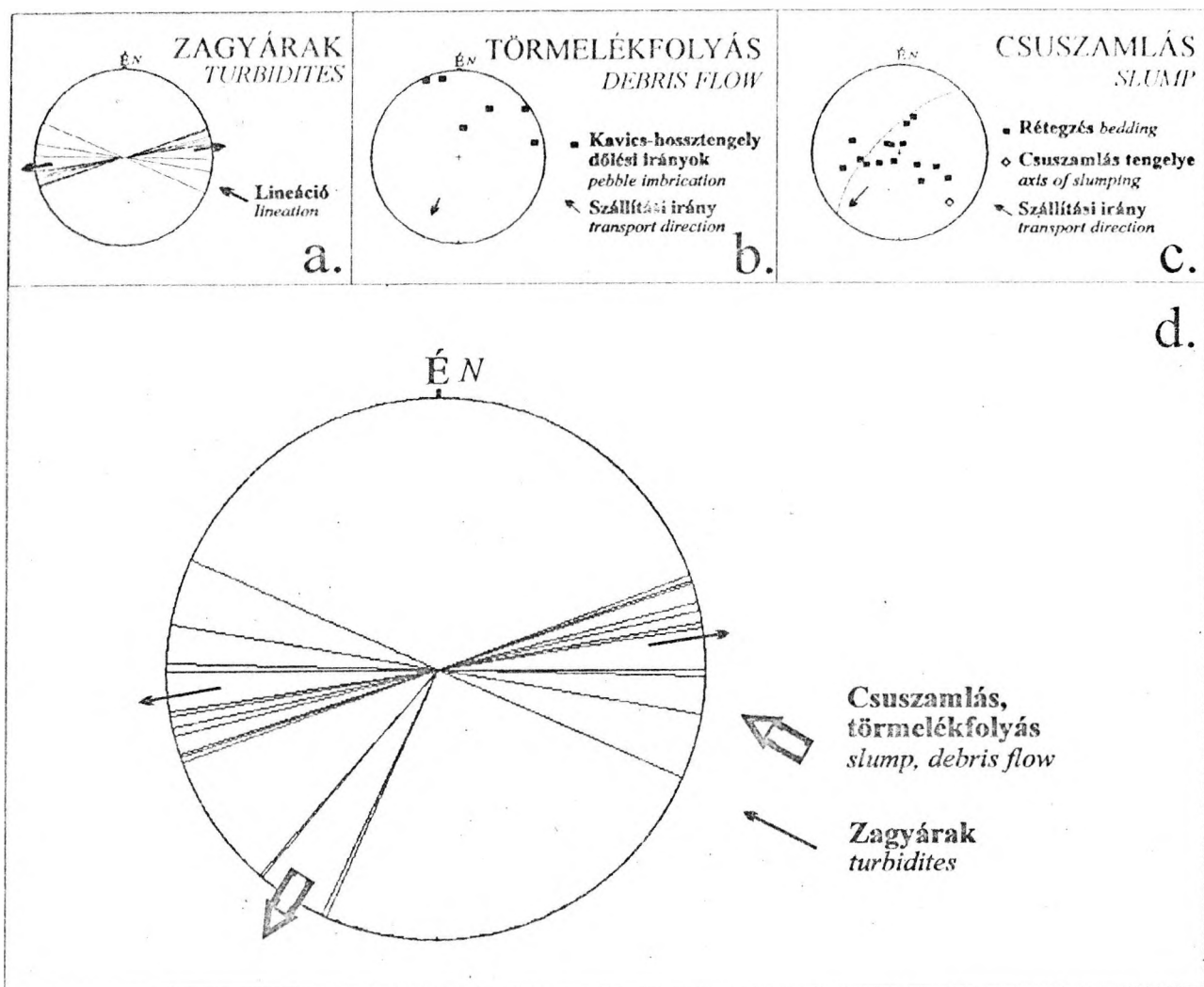
Paleomágneses mérésekből számított forgással (MÁRTON, 1981; Márton és Márton, 1983, 1985) korrigálva kb. Ny-i dőlésű lejtővel számolhatunk az korakrétában. A zagyarak szállítási iránya így ÉÉNy-i vagy DDK-i.

Két szállítási irányt tartalmazó ösföldrajzi modellre négy különböző geometriai megoldás található (21. ábra). A legegyszerűbb modell szerint a szállítási irányok különbségét a selfperem viszonylag nagyobb léptékű morfológiai változásai, hajlásai okozták, amelyek több tíz kilométeres hajlatokat, „öblöket” kellett, hogy képviseljenek. Az első modellben mai irányok szerint NyDNY-ről érkeznek a zagyarak. Azonban a turbiditék bázisos anyaga nem származhatott a Középhegységről, így ezt a modellt elvetethetjük. A második modell kisebb hajlatú selfet képvisel.

A turbiditék származási területe mai irányok szerint É-D, ÉNy-DK-i csapású, valahol a Középhegység és a Bükk között kellett volna elterülnie. A későbbi mozgások miatt azonban azonosíthatatlan a megfelelő terület.

A harmadik és negyedik modell a legutóbbi időkben kimutatott, keskeny, hosszúkás medencékre jellemző, visszavert (reflektált) zagyarak modelljét követi (vö. PICKERING és HISCOTT, 1985). A csuszamlások, a kifejlődő törmelékfolyások, és a zagyarak által lerakott üledék között határozott szemcseméretbeli különbség van, amely alátámasztja ezt a feltételezést. A harmadik modell esetében azonban a korábbi, első modellre felvetett probléma fennáll: nem ismerünk olyan reflektáló kiemelkedést a Középhegység területén, amelyről a zagyarak





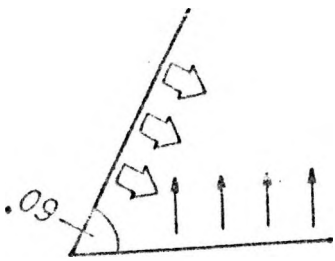
20. ábra. A bersek-hegyi törmelékes összlet üledékszálítási irányjai. A csuszamlások és a törmelékfolyások jelenlegi helyzetben DDNY-i, a turbiditek K-i vagy NY-i üledékszálításról tanúskodnak. **a.** A turbiditek talpán észlelhető talpnyomok, valamint az általuk szállított növénytörmelék irányítottsága. **b.** Törmelékfolyások. Az egyes hosszúknás kavicsok dőlése a zsindeleyszerkezetben, és a meghatározott szállítási irány. Schmidt alsó félgömb vetület, az átlag-rétegdőléssel korrigálva. (3) szelvény, felső konglomerátum. **c.** Csuszamlás. Az egyes rétegek dőlésadatai, a gyűrődési tengely és a meghatározott szállítási irány. Schmidt alsó félgömb vetület, az átlag-rétegdőléssel korrigálva. **d.** Összesített rózsadiagram a különböző tömegmozgások szállítási irányairól.

*Fig. 20. Transport directions of clastics at Bersek Hill. Slumps and debris flows were transported to SSW, while turbidites to the east or to the west. a. Sole marks and orientated plant debris of turbidites. b. Imbrication of clasts in the debris flows. Schmidt lower sphere compensated with bedding. c. Slumps. Bedding, the axis and the transport direction. d. Composite rose diagram of the transport directions.*

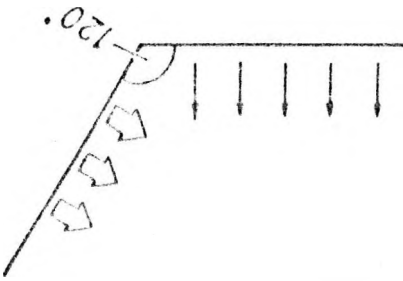
visszaverődhetnek volna. KÁZMÉR (1988) ugyan a bakonyi és gerecsei kifejlődési területek között nagy normálvetőt feltételez, azonban a Szentivánhegyi Mészköbe települő Felsővadácsi Breccsa (CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, nyomdában) a korakréta morfológiában kizár ilyen nagy különbségeket. A negyedik modell ugyancsak visszaverődési kiemelkedést igényel mai irányok szerint KÉK-NyDNy csapásban. Ez közelítőleg megegyezik a Középmagyarországi Vonal csapásával, amely tektonikailag jelentősen különböző, egymás mellé a későbbiek folyamán került egységeket választ el, így nem csodálható, ha a reflektáló kiemelkedés létezésére a legcsekélyebb bizonyítékunk sincs.

A törmelékfolyások és zagyárok által lerakott anyagban azonban nemcsak szemcseméretbeli, hanem némi anyagi különbség is észlelhető. Ezért a visszavert zagyárok alapuló ösföldrajzi modellek kevésbé valószínűek. Viszont a selfperem hajlatait elfogadva sem egyszerű az anyagkülönbség magyarázata.

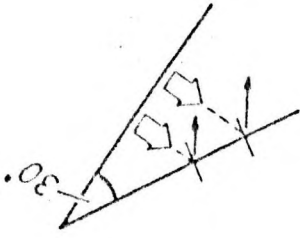
A Dunántúli Középhegység a Vardar-óceán záródó övének közelében helyezkedett el (19., 22. ábra, FAUPL és WAGREICH, 1992). A preecén feszültségtér kis eltéréssel illeszkedik az korakréta Ny-i irányú lejtőhöz, így feltehető, hogy azt feltolódások preformálták. A feszültségtérben kialakuló jobbostolódások kisebb-nagyobb hajlatokat hozhattak létre a selfperemen. Azokon a



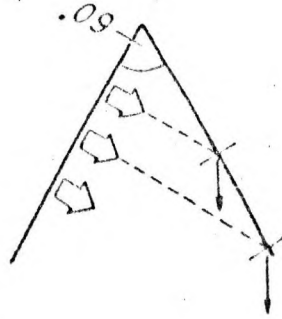
1.



2.



3.

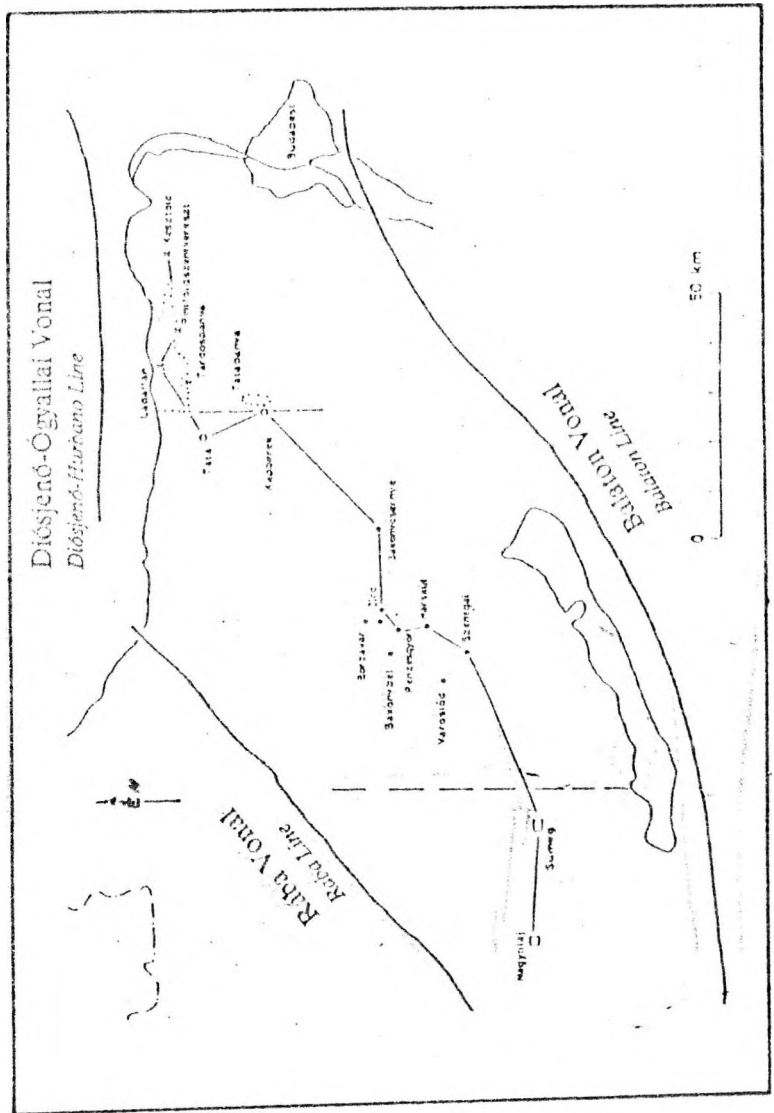


4.

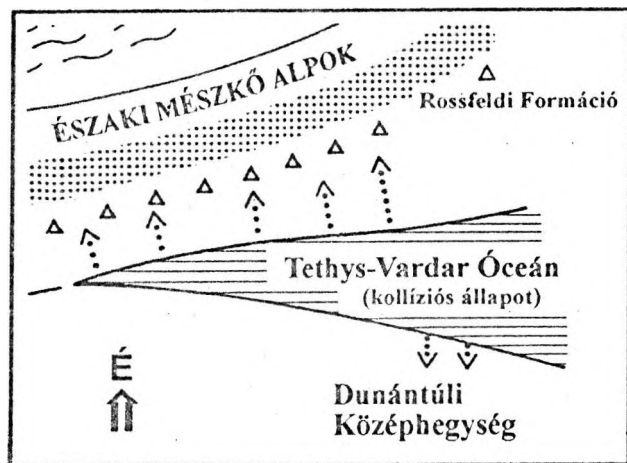
Csuszamlás, törmelékfolyás  
 Stumping, debris flow

Zagyár Turbidite

Selfperem  
 Shelf edge



helyeken, ahol a jobbos eltolódások kifutottak a selfperemre a szerkezetileg aktívabb lejtőn nagyobb mennyiségű, több aljzatanyagot tartalmazó zagyarak keletkeztek. A viszonylag inaktívabb, feltolódásokkal kontrollált selfperemen zátonyok, karbonátos platform-komplexumok nőhettek, ezekről származtak a törmelékfolyások szemcséi. A kisebb dőlésű, inaktívabb lejtő agyagos-kőzetlisztes felszínén gyakran keletkeztek csuszamlások, amelyek közé az aktív lejtőről származó turbiditék települtek. A fel-



tolódások és a jobbos eltolódások által bezárt 120°-os szög magyarázatot ad a szállítási irányok különbségére (23. ábra).

A megállapított lejtő és „árok” iránya a paleomágneses korrekció után a 22. ábrán szereplőre közel merőleges, tehát a gerescei korakréta medence közel É-D-i irányra nem egyezik meg a FAUPL és WAGREICH által feltételezett K-Ny-i iránnyal. Ennek a problémának a tisztázása további kutatásokat tesz szükségessé.

22. ábra. A záródó Vardar-óceán és környezetének ősföldrajzi térképe, FAUPL és WAGREICH (1992) után. A felgyűrt Vardar-eredetű takarók K-NY-i csapásba rendeződtek (paleomágneses mérések alapján korrigálva). Ez kilencven fokos eltérést jelent a gerescei ősföldrajzi helyzethez viszonyítva.

Fig. 22. Palaeogeographic map of the colliding Vardar Ocean. Obducted nappes are orientated E-W in strike (compensated by rotation). A 90 degree difference can be shown in comparison with palaeogeography described on Fig. 21.

## Következtetések

A gerescei korakréta ősmaradványok mélytengeri környezetre, az életnyomok a kontinentális lejtőn zajló üledékképződésre utalnak. A visszaoldódásos jelenségek alapján a lejtő az ACD és a CCD közötti mélységben terült el. Az uralkodó üledékszállítási folyamatok a csuszamlások, és egyéb gravitációs tömegáthalmazási folyamatok voltak.

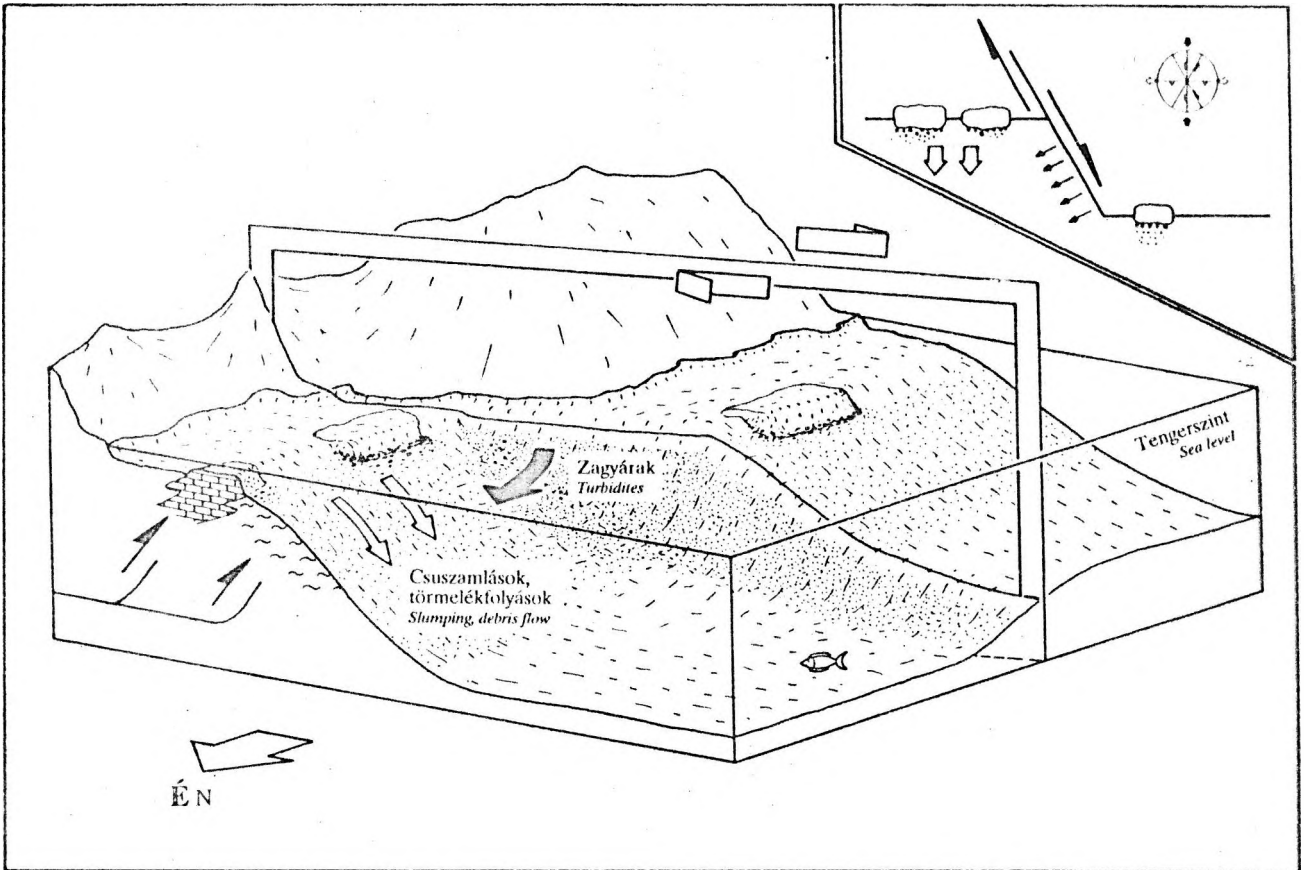
A csuszamlások jelenléte meredekebb, felső lejtőre utal. A turbiditék és a törmelékfolyások anyagát a lejtő és a rá beszállított törmelék, illetve a közel egykorú karbonátos shelf szolgáltatják. A bersek-hegyi törmelékes szelvény üledéklerakódási sebessége messze kisebb, mint a tengeralatti törmelékkiúpoké. Kanyon, meder és csatornájellegű alakulatok nem figyelhetők meg. Mindezek

alján lineáris üledékforrás által táplált, uralkodóan pélites tengeralatti lejtő környezet jellemzi a kelet-gerescei alsókrétát.

A csuszamlások és törmelékfolyások, illetve a zagyarak szállítási irányai 60° vagy 120°-ot zártak be. Mivel a reflektált zagyarak modellje a területre nem alkalmazható, a feszültségmérések és szállítási irányok elemzése alapján a lejtőt és a hozzá kapcsolódó selfperemet feltolódások és jobbos eltolódások preformálták. A beszállított anyag minőségét, az üledékszallító folyamatok milyenségét és a szállítási irányokat a terület mezotektonikája befolyásolta. A szemcseméret és a rétegvastagság növekedése a szelvényekben jelzi a lejtő progradációját a területen.

21. ábra. Lehetséges ősföldrajzi modellek a bersek-hegyi szállítási irányok alapján összevetve a Gerecse helyzetével (KÁZMÉR, 1988 ábrája felhasználásával). 1—2. Hajlott selfperem. 3—4. Visszavert zagyarak. Részletek a szövegben.

Fig. 21. Possible palaeogeographic models based on transport directions compared with geographic position of Gerecse Mts. (after KÁZMÉR, 1988). 1-2. Inclined shelf edge. 3-4. Reflected turbidites. Details in text.



23. ábra. A Berseki Márga és a Lábatlani Homokkő Formáció üledékföldtani és ősföldrajzi modellje. A lejtőt, így a szállítási irányokat és a beszállított anyag minőségét is a közel K-NY kompressziós feszültségtér befolyásolta. A csuszamlások és törmelékfolyások az inaktívabb feltolódásos selfperemről, a zagyárak a jobbos eltolódásos selfperem környezetéből származtak.

Fig. 23. Sedimentary and palaeogeographic model of Bersek Marl and Lábatlan Sandstone. Slopes were controlled by the palaeostress resulting in different transport directions and lithological composition. Slumps and debris flows are derived from the less active thrust shelf edge, while turbidites are generated on the more active dextral shelf edge.

### Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném köszönetemet nyilvánítani az ELTE Általános és Történeti Földtan Tanszék oktatóinak és kutatóinak, akik lehetővé tették szakdolgozatom, és ezen értekezés elkészítését. Különösen nagy hálával tartozom SZTANÓ Orsolyának az üledékföldtani modell kialakításában nyújtott segítségéért és a téma vezetéséért. Végül,

de nem utolsósorban köszönetemet szeretném kifejezni CSÁSZÁR Gézának és FÜLÖP Józsefnek a gerecsei korakréta összlet terepi kutatásában nyújtott segítségükért. A publikáció megjelenését az 552. sz. OTKA program tette lehetővé.

### Irodalomjegyzék

ÁRGYELÁN G. (1989): Detrital framework analysis of Lower Cretaceous turbidite sequence of Neszmély-4 borehole (W. Gerecse Mts., Hungary). - Acta Mineralogica-Petrographica 30, 127-136.

ÁRGYELÁN G. (1994): A gerecsei kréta törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata (egykori óceáni képződmények rekonstrukciója a törmelékes alkotók alapján) - Doktori disszertáció. ELTE, Közéttan-Geokémia Tanszék.

ÁRGYELÁN, G. (előkészületben): Chemical investigations of the detrital chrome spinels as a tool of ophiolitic area (Gerecse Mts., Hungary)

ÁRGYELÁN G. (1995): A gerecsei kréta törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata. Általános Földtani Szemle 27, 59-83

BABIĆ, Lj. & GUSIĆ, I. (1978): Review of fossils from the clastic complex with "ophiolites" of Mt. Ivancica and their stratigraphic importance. - Geol. Vještnik 30/1, 1-19.

- BADA G. (1994): A paleoceszültségtér fejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. – Egyetemi szakdolgozat. ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék.
- BADA G., KNIBBE, F. J., NAGTEGGAAL, J. & NÉMETH K. (1993): Tertiary evolution of the stress field in the Gerecse Mts., N. Hungary – with implications for the dynamics of the Pannonian Basin. – *Terra Abstracts 5/1*, EUG Meeting, Strasbourg p. 214.
- BALKAY B. (1955): Különleges kőzetmozgási alakulat. – *Földtani Közöny* 85/2, 153–156.
- BALLA Z. (1981): Magyarországi kréta–paleogén képződmények geodinamikai elemzése. (A geodynamic model of Hungarian Cretaceous–Paleogene deposits) – *Általános Földtani Szemle* 16, 89–144.
- BALLA Z. (1984): The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. – *Geophysical Transactions* 30/4, 313–353.
- BALLA Z. (1988): On the origin of the structural pattern of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 31/1–2, 53–64.
- BALLA Z. (1989): A Diósjenői diszlokációs öv újraértékelése. – *MÁELGI Évi Jelentése 1987-ről*, 45–57.
- BERGER, A. L. (szerk.) (1981a): Climatic variations and variability: facts and theories. – *NATO ASI Ser. C* 72, 795 pp.
- BERGER, A. L. (1981b): The astronomical theory of paleoclimates. – *In: BERGER, A. L. (szerk.) 1981: Climatic variations and variability: facts and theories. NATO ASI Ser. C* 72, 501–525.
- BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (szerk.) (1984): Milankovich and climate. – *NATO ASI Series C* 126 (I–II.), 895 pp.
- BOUMA, A. H., NORMARK, W. R. & BARNES, N. E. (1985): Submarine fans and related turbidite systems. – *Frontiers in Sedimentary Geology*. Springer-Verlag, New York, 351 pp.
- CHAN, M. A., DOTT, Jr. R. H. (1983): Shelf and deep-sea sedimentation in Eocene forearc basin, Western Oregon – fan or non-fan? – *AAPG Bulletin* 67/11, 2100–2116.
- CSÁSZÁR G. (1984): Lábatlan, Bersekhegy: Valanginian–Barremian Bersek-Marl Formation and Lábatlan Sandstone Formation. – *In: CSÁSZÁR G., HAAS J. és társai: Hungary. 27th Int. Geol. Congr., Excursion 104: Mesozoic Formations in Hungary*, 82–84 Budapest.
- CSÁSZÁR G. (szerk.) (nyomdában): Magyarország litosztratiográfiai alapegységei. (Lithostratigraphic units of Hungary)
- CSÁSZÁR G. & ÁRGYELÁN G. (1994): Stratigraphic and micro-mineralogical investigations on Cretaceous formations of the Gerecse Mts. and their paleogeographical implications. – *Cretaceous Research* 15, 417–434.
- CSÁSZÁR G. & HAAS J. (1979): Review of the Facies and Palaeogeography of the Cretaceous in Hungary. – *In: WIEDMANN, J. (szerk.): Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A* 6, 413–424.
- CSÁSZÁR G. & HAAS J. (1984): The Cretaceous in Hungary: a review. – *Acta Geologica Hungarica* 27/3–4, 417–428.
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVÁTH F. & KOVÁČ, M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – *Tectonophysics* 208, 221–241.
- CSONTOS L., TARI G., BERGERAT, F. & FODOR L. (1991): Evolution of the stress-fields in the Carpatho–Pannonian area during the Neogene. – *Tectonophysics* 199, 73–91.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. (előkészületben): Mesozoic plate-tectonic reconstruction of the Alps–Carpathians–Pannonian region.
- DAVIS, J. C. (1973): *Statistics and data analysis in geology*. – John Wiley and Sons, New York, 550 pp.
- DE BOER, P. L. (1983): Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in Southern Europe. – *Geol. Ultraiect.* 31, 112 pp.
- DECKER, K. & RÖGL, F. (1988): Early Cretaceous agglutinated foraminifera from limestone marl rhythmites of the Gresten Klippen Belt, Eastern Alps, Austria. – *Abh. Geol. Bundesanst.* 41, 41–60.
- DECKER, K., FAUPL, P., MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – *In: FLÜGEL, H. W., FAUPL, P. (szerk.): Geodynamics of the Eastern Alps, Vienna*.
- EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (szerk.) (1991): *Cycles and events in stratigraphy*. – Springer-Verlag, Berlin, 955 pp.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch Aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geologische Rundschau* 68/1, 93–120.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. – *Cretaceous Research* 13, 387–403.
- FÉLEGYHÁZY L. and NAGYMAROSY A. (1991): New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains (Hungary). – *Geologica Carpathica* 42, 123–126.
- FODOR L., MAGYARI A., KÁZMÉR M. & FOGARASI A. (1992): Gravity-flow dominated sedimentation on the Buda paleo-slope (Hungary) Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. – *Geologische Rundschau* 81/3, 695–716.
- FOGARASI, A. (1995): Ciklussztratiográfiai vizsgálatok a gerecsei korakrétában – Előzetes eredmények. – *Általános Földtani Szemle* 17, 43–58.
- FÓZY I. (1992) Tanulmány gerecsei alsó kréta ammoniteszekről – Előzetes értékelés. (Study of some Early Cretaceous ammonites in Gerecse Mountains – Preliminary results) – *Magyar Természettudományi Múzeum, Föld és Őslénytár, Kézirat*, 15 pp.
- FÓZY I. (1995): A gerecsei Bersek-hegy alsó kréta ammonitesz rétegtana. – *Általános Földtani Szemle* 27, 7–14.
- FUCHS, W. (1968): Eine bemerkenswerte, tieferes Apt belegende Foraminiferenfauna aus den Konglomerateichen Oberen Rossfeldschichten von Grabenwald. – *Verhandlungen der Geologie* 1968/1–2, 87–97.
- FÜLÖP J. (1958): A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. – *Geologica Hungarica series Geologica* 11, 1–124.
- FÜLÖP J. (1975): A tatai mezozoos alapegység-rögök. (Mesozoic tectonic block of Tata Hill) – *Geologica Hungarica series Geologica* 16, 1–229.
- FÜLÖP J. (1978): Hongrie. – *In: POMEROL, Ch. (szerk.): Lexique Stratigraphique International Volume I/9*, 666 pp.
- FUSÁN, O., BIELÝ, A., IBRMAJER, J., Plančar, J. & ROZLOŽNÍK, L. (1987): Podložie terciéru vnútorných západných Karpát. – *Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava*, 123 pp.
- GALÁCZ A. & VÖRÖS A. (1972): A bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlata a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. – *Földtani Közöny* 102, 122–135.
- GÉCZY B. (1973): Plate tectonics and paleogeography in the East-Mediterranean Mesozoic. – *Acta Geologica Hungarica* 17, 421–428.
- GIDAI L. (1967): Az alsóeocén barnakőszénösszlet kifejlődési területei a Dorogi medence Ny-i részén. – *MÁFI Évi Jelentése 1965-ről*, 243–249.

- GIDAI L. (1972): A dorogi terület eocénje. – MÁFI Évkönyv 55/1, 140 pp.
- HANTIKEN M. (1868): Lábatlan vidékének földtani viszonyai. (Geology of the area of Lábatlan) – Magyarhoni Földtani Társ. Munkálatai 4, 48–56.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since Triassic (250 Myr ago to present). – *Science* 235, 1156–1167.
- HELLER, P. L. & DICKINSON, W. R. (1985): Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. – *AAPG Bulletin* 69/6, 960–976.
- HOPMANN K. (1884): Jelentés 1883 nyarán Oszóny és Piszke közt fogatosított földtani részletes felvételekről. – *Földtani Közlöny* 14, 174–190.
- KÁZMÉR M. (1984): A Bakony horizontális elmozdulása a paleogénben. – *Általános Földtani Szemle* 20, 53–101.
- KÁZMÉR M. (1986): Tectonic units of Hungary: Their boundaries and stratigraphy. (A bibliographic guide). – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, sectio Geologica* 26, 45–120.
- KÁZMÉR M. (1987): Lower Liassic facies zones in the Bakony Unit of Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, sectio Geologica* 27, 89–100.
- KÁZMÉR M. (1988): Lower Cretaceous facies zones in the Bakony Unit. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, sectio Geologica* 28, 161–168.
- KÁZMÉR M. & KOVÁCS S. (1985): Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Periadriatic Lineament: Evidence for continental escape of the Bakony–Drauzug Unit. – *Acta Geologica Hungarica* 28, 69–82.
- KOVÁCS S. (1982): Problems of the 'Median Massif' and a plate-tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late-Paleozoic–Early Mesozoic isopic zones. – *Geologische Rundschau* 71/2, 617–639.
- KOVÁCS S. (1987): Oliszosztrómák és egyéb, víz alatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo-mezozoikumban I. – *Földtani Közlöny* 117/1, 61–69.
- KOVÁCS S., CSÁSZÁR G., GALÁCZ A., HAAS J., NAGY E. & VÖRÖS A. (1989): The Tisza Superunit was originally part of the northern (European) margin of Tethys. – *In: RAKTIS, M. (szerk.): Evolution of the Northern margin of the Tethys: The results of IGCP Project 198, vol. 2. Mem. Soc. Géol. France, Paris, Nouv. Ser. 154(II), 81–100.*
- KRIVÁN B. (1989): A Lower Cretaceous flysch sequence in the Gerecse Mts. (Hungary) – *In: KÁZMÉR M. (Szerk.): Abstracts of 10th meeting of IAS, 271–272.*
- KRIVÁN B. & PÉRÓ Cs. (1989): A bersek-hegyi bányá üledék-földtani szelektív vizsgálata. – *Kézirat, MÁFI Adattár.*
- LEWIS, K. B. (1971a): Growth rate of folds using tilted wave-planed surfaces: coast on continental shelf. – *Bull. Roy. Soc. N. Z.* 9, 225–231.
- LEWIS, K. B. (1971b): Slumping on a continental slope inclined at 1° to 4°. – *Sedimentology* 16, 97–110.
- MÁRTON E. (1981): Tectonic implication of paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian Region. – *Earth Evolution Science* 1/3–4, 257–264.
- MÁRTON E. & MÁRTON P. (1983): A refined polar vander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing on Mediterranean history. – *Tectonophysics* 98/1–2, 43–57.
- MÁRTON E. & MÁRTON P. (1985): Tectonic and palaeoclimatic aspects of palaeomagnetism studies in the Transdanubian Central Mountains. – *Acta Geologica Hungarica* 28/1–2, 59–70.
- MISKIC, M. (1991): Quarry of cement plant Lábatlan. – *Kézirat, 5 pp.*
- MUTTI, E. (1993): Turbidite sandstones. – *AGYP, Istituto di Geologia, Università di Parma, p. 275.*
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. – *Mem. Soc. geol. It.* 11, 161–199.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. – *Field Trip Guidebook A-11. 9th Sedimentology Congress, Nice, France, 21–36.*
- NAGY I. Z. (1968a): Alsóbarrémi korú *Ancyloceras* és *Stomohamites* (Cephalopoda, Ammonoidea). – *Földtani Közlöny* 98/2, 282–284.
- NAGY I. Z. (1968b): Unterkretazische Cephalopoden aus dem Gerecse-Gebirge II. – *Ann. Hist. Nat. Mus. Hung.* 60, 41–60.
- NAGY I. Z. (1968c): Unterkretazische Cephalopoden aus dem Gerecse-Gebirge I. – *Ann. Hist. Nat. Mus. Hung.* 59, 53–80.
- NAGY I. Z. (1969): Őslénytani adatok a gerecsei alsókrétából. – *Földtani Közlöny* 99/2, 211–214.
- NAGY I. Z. (1970): Adatok a gerecsei alsókréta Cephalopoda faunájához. – *Földtani Közlöny* 100, 211–214.
- PICKERING, K. T. & HISCOTT, R. N. (1985): Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. – *Sedimentology* 32, 373–394.
- PLÖCHINGER, B. (1968): Die Hallstatter Deckscholle Östlich von Kuchl (Salzburg) und ihre in das Aptien reichende Rossfeldschichten – *Unterlage. – Verhandlungen der Geol. Bund.* 1968/1–2, 80–86.
- POBER, E. & FAUPEL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamical evolution of the Eastern Alps. – *Geologische Rundschau* 77, 641–670.
- READING, H. G. (1991): The classification of deep-sea depositional systems by sediment calibre and feeder system. – *Journal of Geol. Soc. London* 148, 427–430.
- RICKEN, W. & EDER, W. (1991): Diagenetic modification of calcareous beds – an overview. – *In: EINSELE, G. & társai (szerk.) (1991): Cycles and events in stratigraphy. – Springer-Verlag, Berlin, 955 pp.*
- SÄNDULESCU, M. (1975): Essai de synthese structurale des Carpathes. – *Bull. Soc. Geol. Fr. Ser 7, XVII/3, 299–358.*
- SCHWARZACHER, W. (1987): The analysis and interpretation of stratigraphic cycles. – *Paleoceanology* 2, 79–95.
- SEILACHER, A. (1967): Bathymetry of trace fossils. – *Marine Geology* 5, 413–428.
- SEILACHER, A. (1978): Use of trace fossil assemblages for recognising depositional environments. – *In: BASAN, P. B. (szerk.): Trace fossil concepts. SEPM Short Course 5.*
- SOMOGYI K. (1914): A gerecsei neokom. – *MÁFI Évkönyv* 22, 277–342.
- STOW, D. A. V. (1986): Deep elastic seas. – *In: READING, H. G. (Szerk.): Sedimentary Environments and Facies. Blackwell, Oxford, 399–444.*
- STOW, D. A. V. & LOVELL, J. P. B. (1979): Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. – *Earth Science Review* 14, 251–291.
- SZTANÓ O. (1990a): Durvatörmelék üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeralatti csator-

- nakitöltő konglomerátum példáján. – *Általános Földtani Szemle* 25, 337–360.
- SZTANÓ O. (1990b): Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 7, 431–446.
- SZTANÓ O. (1991): Submarine fan deposits of Late Aptian–Early Albian. Stp 2. Lábatlan. – *In: TÖRÖK Á. (szerk.): Programmes, abstracts and guidebook for 1st International meeting of young geologists, Budapest. Excursion C.*, 213–220.
- SZTANÓ O. & BÁLDI-BEKE M. (1992): New data prove Late Aptian – Early Albian age of Kőszönikőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, sectio Geologica* 29, 155–164.
- TARI G. (1992): Mesoalpine tectonics in the ALCAPA region: a geodynamic model. – *Terra Nova, Abstract Suppl.* 2, 66.
- TARI G., BÁLDI T. & BÁLDI-BEKE M. (1993): Paleogene retroarc foredeep basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. – *Tectonophysics* 226, 433–455.
- VAN ANDEL, T. H. (1975): Mesozoic, Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. – *Earth and Planetary Science Letters* 26, 187–194.
- VASKÓ-DÁVID K. (1989): Hyaloclastics in the Valanginian marl of Lábatlan-Ördögát. – *Acta Geologica Hungarica* 32/1–2, 191–204.
- VASKÓ-DÁVID K. (1991): Studies on chromite and its significance in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya Basin and Vértes Foreground. – *Acta Geologica Hungarica* 34/1–2, 111–126.
- VÍGH G. (1984): Néhány bakonyi (titon) és gerecsei (titon–berriázi) lelőhely ammonites-faunájának biosztratigráfiai értékelése. – *MÁFI Évkönyv* 67, 210 pp.
- WALKER, R. G. (szerk.) (1984): Facies models. – *Geoscience Canada Reprint Series* 1, 317 pp.
- ZUPANIĆ, L., BABIĆ, L., CRNJAKOVIĆ, M. (1981): Lower Cretaceous basinal clastics (Ostrč Formation) in the Mt. Ivansčica. – *Acta Geologica Zagreb* 11, 1–44.

Sorszám Number	Törmelékűp Fan	Szerző Author	Kor Age	Üledéklérakódás kezdete (millió év) sedimentation (My)	Üledéklérakódás vége (millió év) sedimentation (My)	Időtartam (millió év) Time (My)	Vastagság (m) Thickness (m)	Üledéklérakódási sebesség (mm/ezret év) Sedimentation rate (mm/ky)
1	Amazon	[1],[2]	koramiocén-holocén	25.2	0	25.2	4200	166.67
2	Astoria	[1],[3]	pliocén	5.2	1.65	3.55	2200	619.72
3	Bengal	[1],[4],[5]	eocén	54	36	18	5000	277.78
4	Cap Ferret	[6],[7]	miocén-oligocén	25.2	1.65	23.55	1800	76.43
5	Crati	[1],[8]	holocén	0.05	0	0.05	30	600.00
6	Delgada	[1],[9]	későmiocén	10.2	5.2	5	3000	600.00
7	Ebro	[1],[10]	pleisztocén	1.65	0.05	1.6	370	231.25
8	Indus	[1],[11]	oligocén-holocén	36	0	36	3000	83.33
9	La Jolla	[12],[13]	quarter	1.65	0	1.65	1600	969.70
10	Laurentian	[1],[14],[15],[16]	quarter	1.65	0	1.65	2000	1212.12
11	Magdalena	[1],[17]	miocén-pleisztocén	25.2	0.05	25.15	3000	119.28
12	Mississippi	[1],[18]	pleisztocén	1.65	0.05	1.6	4000	2500.00
13	Monterey	[1],[19]	miocén-holocén	25.2	0	25.2	2000	79.37
14	Navy	[20],[21]	későpleisztocén-holocén	0.5	0	0.5	900	1800.00
15	Nicobar	[22]	miocén-pleisztocén	25.2	0.05	25.15	3000	119.28
16	Nile	[23],[24]	pleisztocén-holocén	1.65	0	1.65	3000	1818.18
17	Nitinat	[25]	középső-későpleisztocén	1.15	0.05	1.1	1000	909.09
18	Rhone	[1],[10],[26]	miocén-pliocén	25.2	1.65	23.55	1500	63.69
19	San Lucas	[27]	miocén	25.2	5.2	20	1000	50.00
20	Zhemchug	[28],[29]	pleisztocén	1.65	0.05	1.6	2000	1250.00
21	Zodiac	[30]	eocén-miocén	54	5.2	48.8	1600	32.79
22	Blanka	[1],[31],[32]	miocén	25.2	5.2	20	1000	50.00
23	Brae	[1],[33],[34]	későjura	152	131	21	600	28.57
24	Butano	[1],[35]	eocén	54	36	18	3000	166.67
25	Cengio	[1],[36]	oligocén-miocén	36	5.2	30.8	170	5.52
26	Chugach	[1],[37]	későkreta	88	66.5	21.5	10000	465.12
27	Ferrello	[1],[38]	eocén	54	36	18	1800	100.00
28	Gottero	[1],[39]	későkreta-palocén	88	54	34	1500	44.12
29	Hecho	[1],[40]	eocén	54	36	18	3500	194.44
30	Mamoso-Arenacea	[1],[41]	középső-későmiocén	16.2	5.2	11	1000	90.91
31	Torok-Fortress Mountain	[42]	korakréta	131	113	18	3400	188.89

2. táblázat. Néhány törmelékűp földtani adatai (BOUMA és társai, 1985 után). A sorszámok a 15. ábrára utalnak. A szerzők listáját az 3. táblázat tartalmazza.

Table 2. Data of huge submarine fans (after BOUMA et al. 1985). Numbers refer to Fig. 15. List of authors can be seen in Table 3.



## BOUMA ÉS TÁRSAI (1985) ADATAINAX FORRÁSAI

- [1] Normark, W. R., Mutti, E. & Bouma, A. H. (Szerk.): 1983, Geo-Marine Letters, 3/2-4.
- [2] Damuth, J. E. & Kumar, N. 1975: Amazon Cone: morphology, sediments, age, and growth pattern. - Geol. Soc. Am. Bull. 86, 863-878.
- [3] Nelson, C. H. 1976: Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes, and history of Astora deep-sea fan, Northeast Pacific. - Marine Geology 20, 129-173.
- [4] Curry, J. R. & társai 1982: Structure, tectonics, and geological history of the northeastern Indian Ocean. - In: Nairn, A. E. M. & Stehli, F. G. (Szerk.): The ocean basins and margins, vol. 6: The Indian Ocean, Plenum Publishing Co., New York, 399-450.
- [5] Curry, F. & Moore, D. E. 1974: Sedimentology and tectonic processes in the Bengal deep-sea fan and geosyncline. - In: Burt, G. A. & Drake, C. L. (Szerk.): Geology of continental margins. Springer-Verlag, New York, 617-627.
- [6] Coumes, F. & társai 1983: Cap Ferret deep-sea fan (Bay of Biscay. - In: Watkins, J. S. & Drake, C. L. (Szerk.): Studies in continental margin geology. Am. Ass. petrol. Geol. Mem. 34, 582-592.
- [7] Greener, M. 1982: Sedimentation Quartenaire de l'éventail subaquatique de Cap Ferret. - In: Environnements sédimentaires de l'Atlantique Nord au Quaternaire. Bull. de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine 31/32, 173-188.
- [8] Crati Group 1981: The Crati submarine fan, Ionian Sea: A preliminary report. - International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting, Abstract volume, Bologna, 34-39.
- [9] Normark, W. R. & Hess, G. R. 1980: Quaternary growth patterns of California submarine fans. - In: Field, M. E. & társai (Szerk.): Proceedings of the Quaternary depositional environments of the Pacific Coast. Soc. Econ. Paleont. Miner., Pacific Section, Pacific Coast Paleogeographic Symposium, part 4, Los Angeles, 201-210.
- [10] Belluche, G. & társai 1981: The Ebro and Rhone deep-sea fans: first comparative study. - Marine Geology 43, M75-M85.
- [11] Nairn, B. R. & Kolla, V. 1982: Acoustic character and thickness of sediments of the Indus Fan and continental margin of western India. - Marine Geology 47, 181-195.
- [12] Graham, S. A. & Bachman, S. B. 1983: Structural controls on submarine fan geometry and internal architecture: upper La Jolla fan system, offshore Southern California. - Am. Ass. petrol. Geol. Bull. 67, 83-96.
- [13] Shepard, F. P., Dill, R. F. & von Rad, U. 1969: Physiography and sedimentary processes of La Jolla submarine fan and valley, California. - Am. Ass. petrol. Geol. Bull. 53, 399-420.
- [14] Stow, D. A. V. 1981: Laurentian Fan: morphology, sediments, processes and growth pattern. - Am. Ass. petrol. Geol. Bull. 65, 375-393.
- [15] Piper, D. J. W. & Normark, W. R. 1982: Acoustic interpretation of Quaternary sedimentation and erosion on the channelled upper Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada. - Can. Journal of Earth Sciences 19, 1974-1984.
- [16] Normark, W. R., Piper, D. J. W. & Stow, D. A. V. 1983: Quaternary development of channels, levees and lobes of the middle Laurentian Fan. - Am. Ass. petrol. Geol. Bull. 67, 1400-1409.
- [17] Kolla, V., Buffer, R. & Ladd, J. 1984: Seismic stratigraphy and sedimentation of Magdalena Fan, southern Columbian Basin, Caribbean Sea. - Am. Ass. petrol. Geol. Bull.
- [18] Moore, G. T. & társai 1978: Mississippi Fan, Gulf of Mexico - physiography, stratigraphy, and sedimentation patterns. - In: Bouma, A. H., Moore, G. T. & Coleman, J. M. (Szerk.): Framework, facies and oil-trapping characteristics of the upper continental margin. - Am. Ass. petrol. Geol. Studies in Geology 7, 151-191.
- [19] Hess, G. R. & Normark, W. R. 1976: Holocene sedimentation history of the major fan valleys of Monterey Fan. - Marine Geology 22, 233-251.
- [20] Normark, W. R. & Piper, D. J. W. 1972: Sediments and growth pattern of Navy deep-sea fan, San Clemente Basin, California Borderland. - Journal of Geology 80, 192-223.
- [21] Normark, W. R., Piper, D. J. W. & Hess, G. R. 1979: Distributary channels, sand lobes, and mesotopography of Navy submarine fan, California Borderland, with applications to ancient fan sediments. - Sedimentology 26, 749-774.
- [22] Bowles, F. A., Rubkiman, W. F. & Jahn, W. H. 1978: Acoustic stratigraphy, structure, and depositional history of the Nicobar Fan, eastern Indian Ocean. - Marine Geology 26, 369-388.
- [23] Maldonado, A. & Stanley, D. J. 1978: Nile Cone depositional processes and patterns in the Late Quaternary. - In: Stanley, D. J. & Kelling, G. (Szerk.): Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, 239-257.
- [24] Ross, D. & társai 1978: Sedimentation and structure of the Nile Cone and Levant Platform area. - In: Stanley, D. J. & Kelling, G. (Szerk.): Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, 261-275.
- [25] Stokic, P., Carson, B. & Baker, E. 1977: Comparison of the bottom nepheloid layer and the late Holocene deposition on Ninuat Fan: implications for lutite dispersal and deposition. - Geol. Soc. Am. Bull. 88, 1586-1592.
- [26] Drox, L. & Belluche, G. 1984: The Rhone deep-sea fan: Morphostructure and main growth pattern. - Am. Ass. petrol. Geol. Bull.
- [27] Normark, W. R. 1970: Growth patterns of deep-sea fans. - Am. Ass. petrol. Geol. Bull. 54, 2170-2195.
- [28] Carlson, P. R. & társai 1981: Submarine canyons flanking Navarin Basin, Bering Sea. - In: U.S. Geological Survey in Alaska: accomplishments during 1980. U.S. Geol. Surv. Circ. 844, 139-141.
- [29] Scholl, D. W. & társai 1970: Structure and origin of the large submarine canyons of the Bering Sea. - Marine Geology 8, 187-210.
- [30] Stevenson, A. J., Scholl, D. W. & Vallier, T. L. 1983: Tectonic and geologic implications of the Zodiac Fan, Aleutian Abyssal Basin, northeast Pacific. - Geol. Soc. Am. Bull. 94, 259-273.
- [31] Fischer, R. V. & Charlton, D. W. 1976: Miocene Blanca Formation, Santa Cruz Island, California. - In: Howell, D. G. (Szerk.): Aspects of the geologic history of the California Continental Borderland. - Am. Ass. petrol. Geol., Pacific Section, Misc. Publ. 24, 228-240.
- [32] Howell, D. G. & McLean, H. 1976: Middle Miocene paleogeography, Santa Cruz and Santa Rosa Islands. In: Howell, D. G. (Szerk.): Aspects of the geologic history of the California Continental Borderland. - Am. Ass. petrol. Geol., Pacific Section, Misc. Publ. 24, 266-293.
- [33] Stow, D. A. V., Bishop, C. D. & Mills, S. J. 1982: Sedimentology of the Bera oilfield, fan models and controls. - Journal of Petr. Geol. 5, 129-148.
- [34] Harms, J. C. & társai 1981: Brae oilfield area. - In: Ulling, L. V. & Hovson, G. D. (Szerk.): Petroleum geology of the continental shelf of Northwest Europe. Heyden, London, 352-357.
- [35] Nelson, C. H. & Nilsen, T. H. 1974: Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. - In: Dott, R. H. & Shaver, R. H. (Szerk.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 19, 69-91.
- [36] Carolla, C. & társai 1981: Geometry and facies of small, fault controlled deep-sea fan systems in a transgressive depositional setting (Tertiary Piedmont Basin, northwestern Italy). - In: Ricci Lucchi, F. (Szerk.): International Association of Sedimentologists, 2nd European Regional Meeting, Bologna, 1981, Excursion Guidebook, 7-53.
- [37] Nilsen, T. H. & Zuffa, G. G. 1982: The Chugach terrain, a Cretaceous trench-fill deposit, southern Alaska. - In: Leggett, J. K. (Szerk.): Trench-fordarc geology: sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 10, 213-227.
- [38] Howell, D. G. & Link, M. H. 1979: Eocene conglomerate sedimentology and basin analysis, San Diego and the Southern California Borderland. - Journal of Sedim. Petrol. 49, 517-540.
- [39] Nilsen, T. H. & Abbate, E. 1976: The Cottaro Sandstone, a late Cretaceous and Paleocene deep-sea fan complex in the Ligurian Apennines, northern Italy. - Geol. Soc. Am. Abstracts with Programs 8, 1028-1029.
- [40] Mutti, E. 1977: Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain). - Sedimentology 24, 107-131.
- [41] Ricci Lucchi, F. & Valmore, E. 1980: Basin-wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. - Sedimentology 27, 241-270.
- [42] Molenaar, C. M. 1983: Depositional relations of Cretaceous and Lower Tertiary rocks, northeastern Alaska. - Am. Ass. petrol. Geol. Bull. 67, 1066-1080.

3. táblázat. BOUMA és társai (1985) által felhasznált publikációk adatai.  
Table 3. Publications used by BOUMA et al. (1985).



## Ciklussztratigráfiai vizsgálatok a gerecei krétában: előzetes eredmények

### Cretaceous cyclostratigraphy of Gerecse Mts Preliminary results

FOGARASI Attila

ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum krt. 4/A.

(11 ábrával és 1 táblázzal)

#### Abstract

During the intervals of turbidite activity two alternating types of marls deposited on a mud-dominated submarine slope of Cretaceous age in the Gerecse Mts. These marls comprise couplets of calcareous and argillaceous marl beds that show a special carbon and oxygen isotope signal correlative with the change in the carbonate content.

Diagenetic origin for the alternating bedding can be excluded due to bedding pattern and isotopic signal.

Deposition of a couplet took place 20 ky according to the presumed sedimentation rate based on ammonite biostratigraphy. Since autocorrelation analysis of couplet thicknesses revealed a low-frequency repetition in 4-5 and 16-17 couplet intervals, several orders of cyclic controlling mechanisms were active. While Milankovic-scale cyclicality were observed, orbital forces - cycles of precession and eccentricity - are supposed to influence the depositional environment.

Fluctuation of humid and less humid monsoonal periods governed the amount of nutrient and fine terrigenous material transported into the basin.

Decreasing or increasing of the circulation velocity in the basin and the amount of organic carbon product resulted in differentiated dissolution of carbonates at the near surface of the sediments. This periodic change called dissolution cycle is revealed at the lower parts of the section investigated.

Some dilution cycles were produced above by the increased transport of terrigenous material. Related to a drastic enhancement of turbidity current activity the cyclic pattern disappeared at the topmost part of the sequence.

The model for sedimentary environment (FOGARASI, 1995) - the progradation of the mud-dominated submarine slope - is supported by the vertical change of the cycle types. Relatively distal parts of the slope were characterized by dissolution cycles, while more proximal parts show features of dilution cycles.

The climatic conclusions supported by the investigations are independent from the possible validity of the orbital effect.

Key words: Gerecse, Early Cretaceous, cyclicality, dissolution cycle, dilution cycle

#### Összefoglalás

A Gerecse hegység korakréta üledékeit olyan márgák alkotják, amelyek a közbetelepülő homokkőveket lerakó zagyártevékenység szüneteiben képződtek. A márga ciklikusan változó karbonáttartalommal jellemezhető; karbonátosabb és agyagosabb rétegekből álló rétegpárokat alkot. Az egyes rétegek szén-, illetve oxigénizotóp arányai a karbonáttartalommal párhuzamosan változnak. A rétegzés külső megjelenése és az izotópos vizsgálatok alapján kizárható a rétegpárok diagenetikus eredete.

Egy rétegpár lerakódása 20 ezer évet vett igénybe az ammonitesz-rétegtan alapján számított üledéklerakódási sebesség szerint. Az autocorrelációs vizsgálatok alapján a rétegpárok átlagos

vastagsága 4-5, illetve 16-17 rétegpáronként ismétlődik, tehát több szintű ciklicitás figyelhető meg. Mivel ez a ritmus a Milankovič-ciklusok nagyságrendjébe tartozik, első megközelítésként feltételezhető, hogy a Föld változó pályaelemeinek hatására alakult ki.

A különböző fizikai-kémiai paraméterek vizsgálatára alapján a következő ökoszisztémái modell alakítható ki. A medencébe áramló nutrien és finomszemcsés terrigén anyag mennyiségét szárazabb és nedvesebb monszunperiódusok szabályozták. A medence vizének cirkulációs sebessége és a megtermelt szerves anyag lerakódásának függvényében fluktuált a karbonátanyag differenciált visszaoldódása az aljzaton és az aljzat közelében. Ez a jelenség a szelvény alsó részén tanulmányozható. A felsőbb részekben a terrigén anyag beszállításának megnövekedésével hígítási ciklusok alakultak ki, míg a zagyártevékenység erősödő hatására a ritmikus jelleg eltűnt a szelvény tetején.

A ciklustípusok fent vázolt szelvénytípus szerinti változása teljes mértékben alátámasztja a feltételezett üledékképződési modellt (FOGARASI, 1995) – az uralkodóan péltites tengeralatti lejtő progradációját. A lejtő viszonylag távoli részein a visszaoldódási ciklus, míg a medenceperem közelebbi részein a hígítási ciklus alakult ki.

Az éghajlatváltozás leírt hatása független attól, hogy milyen okok miatt jött létre – a pályaelemek változása miatt, vagy más allo- vagy autociklusos tényezők hatására.

## Bevezetés

A Bersek-hegy alsókrétájának üledékföldtani vizsgálata során a háttérüledék váltakozó karbonáttartalmú márgáinak ciklussztratigráfiai elemzésére is sor került. A rétegek vastagságviszonyain, karbonáttartalmán, oxigén- és szénizotópos vizsgálatán, valamint egyéb, terepen megfigyelt bélyegein alapuló előzetes eredményeket az alábbi tanulmány mutatja be. A rétegsor további, paleoökológiai tényezőket is figyelembe vevő vizsgálata jelenleg is folyamathat van.

A ciklussztratigráfia az üledékes rétegsorokban megfigyelhető ritmikus jellegek vizsgálatával foglalkozik, amilyen pl. a karbonáttartalom változása (FISCHER, 1980). Ezen változások belső mintázata (az egyes ismétlődési frekvenciák egymáshoz való viszonya), illetve keletkezésük magyarázható a Föld különböző pályaelemeinek ciklikus változásaival, illetve azok éghajlatra gyakorolt hatásával (pl. DE BOER 1983, 1990; COTILLON 1987; EINSELE és társai 1991; FISCHER és társai 1990; Terra Nova, vol. 1; és mások).

## A Föld pályaelemei és hatásuk az éghajlati rendszerre

A Föld, mint égitest legfontosabb pályaelemei (1. ábra, EINSELE és RICKEN, 1991 után) az excentricitás, a precesszió, és a tengelyferdeség (vö. BERGER, 1981b).

A földpálya keringési ellipszisének tengelyei nem állandóak, a pálya a közel kör alaktól az elnyújtott ellipszisig változik. A kis és nagytengely aránya az excentricitás, amely változásának legfontosabb periódusai 98, 126 és 410 ezer évesek.

A Föld forgási tengelye nem merőleges a keringés síkjára (az ekliptikára), hanem azzal jelenleg közel  $66,5^\circ$ -ot zár be. A forgó testekre vonatkozó fizikai törvények szerint a ferde tengelyű pörgettyűk tengelye is körbeforog. A Föld esetében ezt a forgást nevezzük precesszióknak, amelynek periódusideje 26 ezer év. Az excentricitás változása miatt vándorló napközeli helyzethez viszonyítva ez a ciklus 21 ezer éves átlagperiódusú.

A Föld tengelye azonban nem állandóan  $66,5^\circ$ -ot zár be az ekliptika síkjával, hanem  $68^\circ$ -tól  $65,5^\circ$ -ig változtatja dőlését. Ez a tengelyferdeség, amely 41 ezer éves ciklusban változik.

A Nap, a nagybolygók és főként a Hold lassító hatására a precesszió és a tengelyferdeség változásának

periódusai a Föld története során folyamatosan hosszabbodnak (BERGER és társai, 1989, 1992), hasonlóan a nap hosszához. A kréta időszakban a precesszió kb. 20 ezer éves, a tengelyferdeség kb. 38 ezer éves periódussal változott. Az excentricitás értéke valószínűleg nem változott a Föld keletkezése óta.

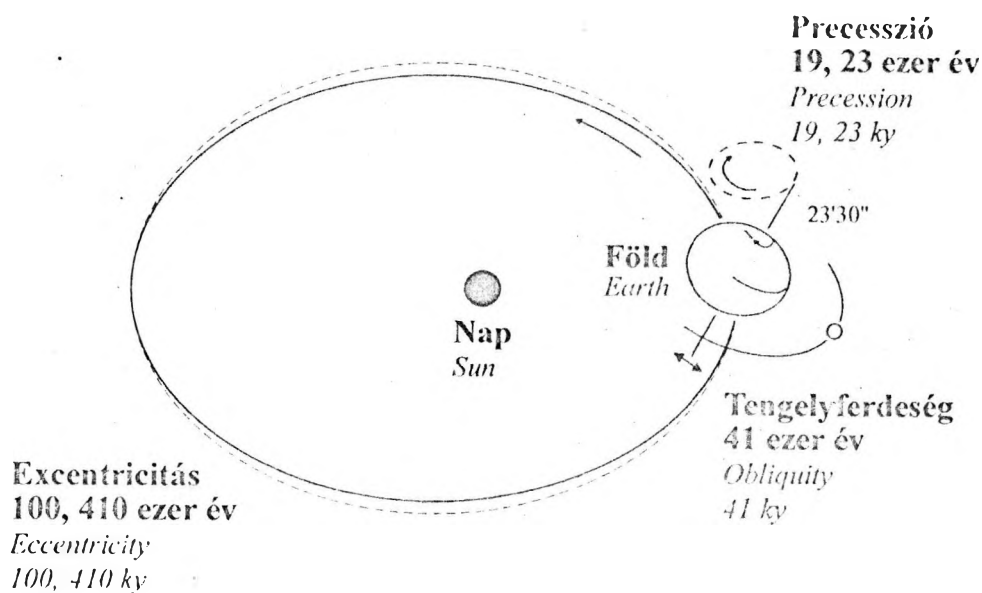
Milyen folyamatok útján képes ez a ciklikus változás hatni a klímára (vö. MILANKOVICH, 1941)?

Az éghajlati rendszer legfontosabb eleme a Naphól a Földre érkező energia mennyisége, azaz a besugárzás (NEWELL és CHIU, 1981; az éghajlati rendszer elemeit lásd a 2. ábrán, GATES, 1981 után). Ennek nemcsak mennyisége, hanem évi, sőt napi eloszlása is fontos tényező. Nagyobb excentricitásnál naptávolban kevesebb energia jut adott felületegységre, mint kisebb esetében. A precesszió és az excentricitás változásával az évszakok és a napközeli helyzet viszonya megváltozik, forró, napközeli nyár és hidegebb, naptávoli nyár váltogatják egymást. A Föld tengelyszögének változásával a nyári és téli maximum besugárzási szög megváltozik – nagyobb tengelyszögnél a nyári besugárzási szög nagyobb, a téli kisebb,

kisebb tengelyszögnél a nyári besugárzási szög kisebb, a téli nagyobb.

A besugárzás változásával a földi légkörzés jelentősen megváltozik (NEWELL és CHIU, 1981). A hőmérsékleti egyenlítő évi vándorlásának jellege és nagysága a légkörzés alapvető eleme, az egyenlítői (ún. Hadley-) cella felszálló ágának helyzetét szabja meg. Ez az egyenlítői, alacsony légnyomású, felszálló öv és a térítők mentén található magas légnyomású, leszálló övből áll. Az egyenlítő és a magasabb szélességek közötti hőmérsékleti

kontraszt a hőtöbbletet a sarkok felé szállító és elosztó ciklonok erősségét és földrajzi elterjedését szabályozza. A tengerek és szárazföldek közötti hőmérsékleti kontraszt a monszun erősségét, így a tengerek és szárazföldek határán lecső csapadék mennyiségét és évi eloszlását befolyásolja (BARRON és társai, 1985). Mindezek szoros összefüggésben állnak a besugárzással, ahogy ezt az energiaegyensúlymodelleken (EBM = Energy Balance Model) végzett vizsgálatok tanúsítják (pl. GHU, 1981).



1. ábra. A Föld fontosabb pályaelemei és változásuk periódusideje (EINSELE és RICKEN, 1991 után, módosítva). A részletesebb magyarázatot lásd a szövegben.

Fig. 1. Orbital parameters of the Earth (after EINSELE and RICKEN, 1991). Detailed explanation in text.

## Az éghajlati rendszer és az üledékképződés – vizsgálati módszerek

Az üledékképződés alapvető fontosságú tényezője az éghajlat. A lepusztulás mennyiségét és minőségét meghatározzák a csapadék- és hőmérsékleti viszonyok – allitos, sziallitos mállás; a fizikai ill. a kémiai mállás uralkodó volta –, s ugyancsak befolyásolják a kialakuló talaj jellegét. A tenger alatt történő üledéklerakódásnál ugyan nem beszélhetünk talajosodásról, ám a pelágikus flórára (és áttételesen a faunára is) döntő hatással vannak a hőmérséklet, napfény és áramlási viszonyok. Az elemek – pl. szén, nitrogén, foszfor – globális ciklusainak alakításában szintén fontos szerepet játszik az éghajlat (WEISERT, 1989).

Így az éghajlatváltozások – s ezáltal a Föld pályaelemeinek változása – tanulmányozhatók az általuk az üledékes rétegsorban okozott változások vizsgálatával. Az egyes üledékes (karbonáttartalom, összes szervesanyag-tartalom, szén-, vagy oxigénizotóp-arányok, rétegvastagság, mágnesezettség, stb), és biológiai (diverzitás, egyedszám, plankton-bentosz arány, stb) jellemzők

változásának periódusideje az esetek túlnyomó részében egybeesik a Föld pályaelemeinek periódusidejeivel, bizonyítva a fent leírt hatásmechanizmus kifejlődését (EINSELE és társai, 1991; FISCHER és társai, 1990; Terra Nova, vol. 1).

A légyakrabban megemlített irodalmi példák a karbonáttartalom, illetve a szervesanyag mennyiségének változását elemzik. Ugyanakkor pl. a mikroszemcsés frakció kvarc- és agyagtartalma arányának (BARRON és társai, 1985) és az ún. „biogén kova” mennyiségének periódikus változását is megfigyelték már. Kísérlet történt egyes agyagásvány-társulások ritmikus ismétlődésének bizonyítására is (TOMADIN és LANDUZZI, 1991). A különböző, nagyobb mennyiségben előforduló kémiai vegyületek elemzése mellett a mikroelem-vizsgálatok is elterjedtek a ciklussztratigráfiában. A foszfor, titán, vas, bárium (SHIMMIELD és társai, 1990) és egyéb ritkább elemek mellett kiemelkedő jelentőségű az oxigén és a szén izotópjainak elemzése (pl. DE BOER, 1983).

Az oxigénizotóp-arányt befolyásoló tényezők közül a legfontosabbak a hőmérséklet, a sótartalom, az áramlási viszonyok, a légkör-óceán felszíni kölesönhatás és a biológiai pumpa (a tengerek felszínéről a mélyebb vizek felé irányuló szervesanyag szállítás az élő szervezetek elpusztulása, majd lesüllyedése során). Ezek mellett sok egyéb folyamat játszhat szerepet a mért érték kialakításában, így nagy óvatosságot kíván a mért értékek interpretációja (DE BOER, 1983; LEARY és társai, 1989). A szénizotóp-arányt ugyancsak sok összetevő határozza meg, ezek közül azonban kiemelkedő fontosságú a hőmérséklet és a biológiai pumpa (VAN DER ZWAAN és GUDJONSSON, 1986; WEISSERT, 1989).

Kísérletek történtek a kőzetoszlop színe ciklikusságának kimutatására. A legegyszerűbb eljárás fotodenzitóméterrel a kőzet világos és sötét tónusainak arányát méri (pl. PREMOLI SILVA és társai, 1989), de lehetséges valódi színváltozások elemzése is. A magnetosztatográfiai szelvények részletes vizsgálata során felfigyeltek arra, hogy az ún. szekuláris - másodlagos - mágneses mezőben nagyfrekvenciás ingadozások történtek. Ezen ingadozások ciklussztratigráfiai elemzését pl. NAPOLEONE és RIPEPE (1989) végezték el.

Csaknem valamennyi (főleg tengeri) mikroszkópikus élőlény-csoportra kiterjednek a vizsgálatok. Mind foraminifera (pl. LEARY és társai, 1989), mind nannoplankton-vizsgálatok (ROTH és KRUMBACH, 1986) nagy tömegét végezték el az utóbbi tíz-tizenöt évben. Emellett a radioláriák (DARMEDRU és társai, 1982) és diatomák

(POKRAS és MOLFINO, 1986) alkotnak még olyan csoportot, amelyek életközösségeinek elemzése útján a fontos változások kimutatása lehetséges. Foraminifera közösségek (LEARY és társai, 1989), illetve nannoplankton közösségek (ROTH és KRUMBACH, 1986) összetételének ritmikus eltérése is megállapítható. A plankton vagy a bentosz (LEARY és társai, 1989) diverzitása alapján az egykori lakóhelyek változó életviszonyaira következtethetünk. Az egyes fajok vagy csoportok dominanciája is ciklikus tendenciát mutathat (pl. LEARY és társai, 1989); hasonló következtetésekre juthatunk egy adott faj egyedeinek átlagos méretváltozásainak vizsgálatából. A plankton-bentosz arány (LEARY és társai, 1989), az üledékekben megmaradt életnyomok száma, illetve a táplálkozások nyomok száma (BARRON és társai, 1985) tükrözheti az aljzat szellőzőttségét. A nanno megőrzöttség fok az üledék felszínének a CCD-hez (kalcit-kompenzációs szint) és az ACD-hez (aragonit-kompenzációs szint) viszonyított helyzetéről (ROTH és KRUMBACH, 1986), illetve az üledékben zajló visszaoldódási folyamatokról adhat felvilágosítást (DIESTER-HAASS, 1991).

A ciklussztratigráfiai vizsgálatokhoz bizonyos matematikai alapismeretekre is szükség van. A ciklikusan változó mérési értékek periódusideje autokorreláció-vizsgálattal, illetve Fourier-analízissel vagy Welsh-spektrum analízissel állapítható meg (DAVIS, 1973.; WEEDON, 1991). Különböző szűrési módszerekkel a mérési hibák és az üledéklerakódási trendek is leválaszthatók (DAVIS, 1973).

## A bersek-hegyi rétegsor ciklussztratigráfiai vizsgálata

A vizsgált bersek-hegyi szelvény a Gerecse-hegység ÉK-i részén helyezkedik el. Szerkezeti és rétegtani helyzetének, valamint üledékföldtani viszonyainak részletes elemzését FOGARASI (1995) adja meg.

### Háttérüledékképződés

Az uralkodóan pelites tengeralatti lejtőn (FOGARASI, 1995) a zagyrtevékenység szüneteiben váltakozó karbonáttartalmú márga rakódott le. Megkülönböztethetünk meszesebb és agyagosabb tagokat. Az egymás után következő meszes és agyagosabb rétegeket rétegpárokba rendezhetjük.

### A rétegpárok lerakódásának időtartama

Az egyes mészmárga és agyagmárga rétegpárok átlagos vastagsága 20 cm. A bersek-hegyi bánya feltárt rétegsorának vastagsága 100-120 m (3. ábra; FOGARASI, 1995). A lerakódás az ammonitesz-vizsgálatok alapján (SOMOGYI, 1914, FÜLÖP, 1958) a valangini-barrémi alatt zajlott le, így HAQ és társai (1987) adatai szerint 12,5 millió évet vett igénybe. Az átlagos üledéklerakódási sebesség ezek szerint kb. 1 cm/ezzer év. Egy rétegpár lerakódásához tehát kb. 20 ezer évre volt szükség, amely kitűnően egyezik a precesszió periódusidejével (Ugyanakkor FÉLEGYHÁZI és

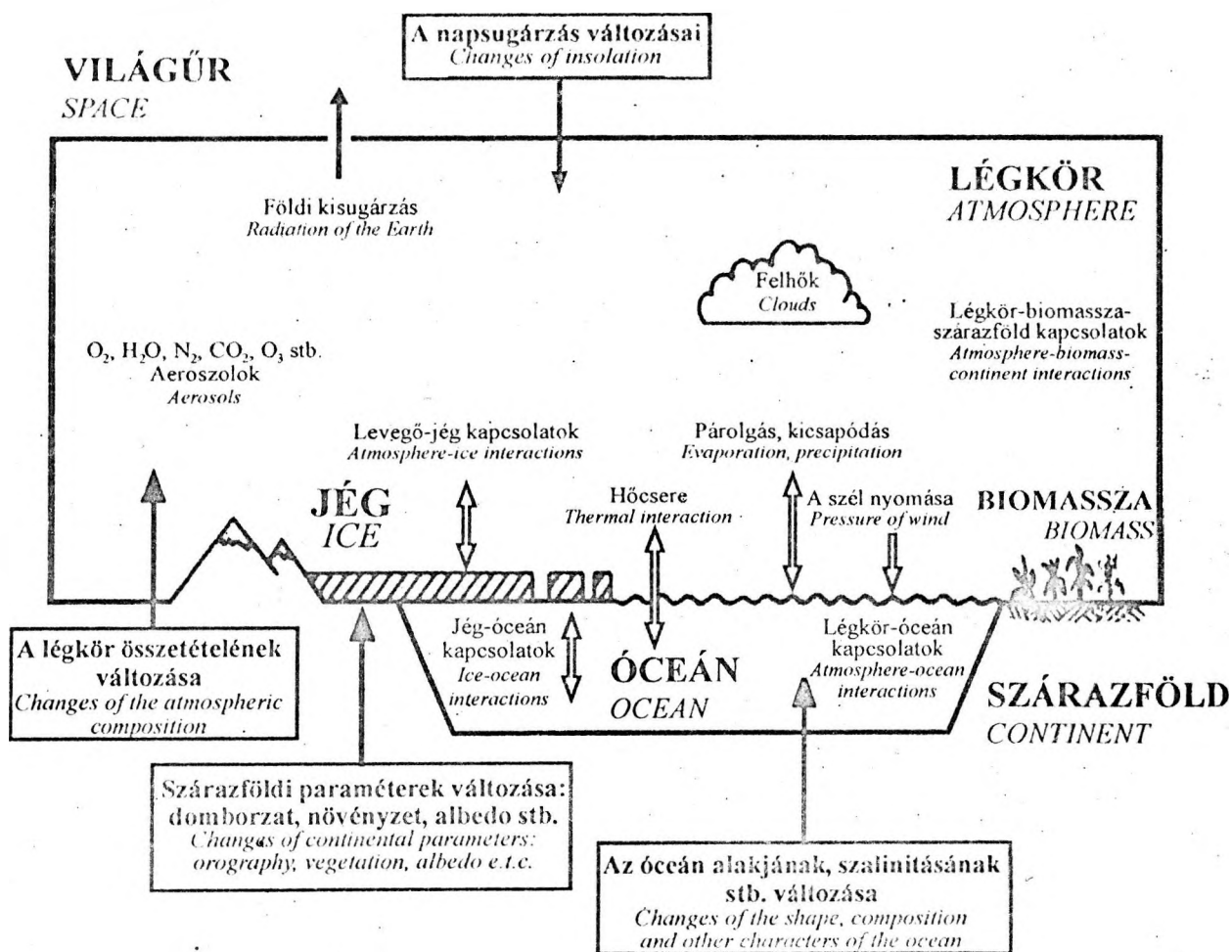
NAGYMAROSY, 1991 adatai szerint ez az időtartam kb. 10 ezer év).

### Magasabbrendű ciklusok

Feltéve, hogy a márga karbonáttartalma a precesszió által gyakorolt éghajlati hatásra változott, meg kell jelenjenek a magasabbrendű ciklusok is, ugyanis nemcsak a precesszió, hanem a tengelyferdeség és az excentricitás is módosítja a besugárzott energia mennyiségét. És csakugyan, ha ábrázoljuk a rétegpárok vastagságát a rétegpárok sorszámának függvényében, két különböző periódusú ismétlődést is megfigyelhetünk (4. ábra): 4-5 rétegpáronként és 16-17 rétegpáronként észlelhetők csúcsok, illetve mélyedések a grafikonon.

A rétegpár-vastagság autokorrelációjának vizsgálata (5. ábra) igazolja feltevésünket: megfigyelhető egy 16-17 rétegpáronként megjelenő ismétlődés. A rövidebb periódusú - 4-5 rétegpár - ismétlődés az autokorrelációs grafikonon nem mutatható ki. Ezeket az ismétlődéseket nem befolyásolja az, hogy az ammonitesz- vagy a nannoplankton-korokat fogadjuk-e el.

Figyelembe véve a rétegpárok lerakódásához szükséges 20 ezer éves időtartamot, 100, illetve kb. 320-340 ezer éves periódusokról van szó. Az első kitűnően illeszkedik az excentricitás periódusához. 320-340 ezer éves periódust



2. ábra. A Föld éghajlatának legfontosabb elemei az energia-egyensúlyi modellekben (GATES, 1981 után).  
Fig. 2. Some elements of the climatic system of the Earth in the Energy Balance Models (after GATES, 1981).

HERBERT és FISCHER (1986); mutatott ki. Azonban sokkal valószínűbb, hogy ez a 410 ezer éves excentricitási ciklusból származtatható, figyelembe véve, hogy a rétegsorban turbiditék jelennek meg, amelyek eróziós tevékenysége nyomán réteghiányok alakulhattak ki. A nanoplankton-kor alapján 50 és 160-170 ezer éves ciklus számolható, amelyek nem illeszkednek egyetlen ismert pályaelemhez sem.

Ez alapján valószínűsíthető az ammonitesz-korok helyes volta, amelyek magyarázatot adnak a hosszabb periódusú ismétlődésekre.

#### Mész márga és agyagmárga vastagsági viszonyai

A (2) szelvény (3. ábra; FOGARASI, 1995) alsó részén (az ott leírt csuszamlás alatt) az egy rétegpárhoz tartozó meszes márga és az agyagmárga rétegek vastagságai ellentétes irányban változnak (6. ábra), azaz vastag mészmárgához vékony agyagmárga, vékony mészmárgához vastag agyagmárga réteg tartozik. A (3) szelvényben, a közvetlenül a csuszamlás felett (3. ábra, FOGARASI, 1995) ilyen összefüggés nem állapítható meg. A meszes márga rétegek vastagsága lényegesen nem

különbözik rétegpárról rétegpárra, az agyagmárga-rétegek vastagsága széles határok között változik (7. ábra).

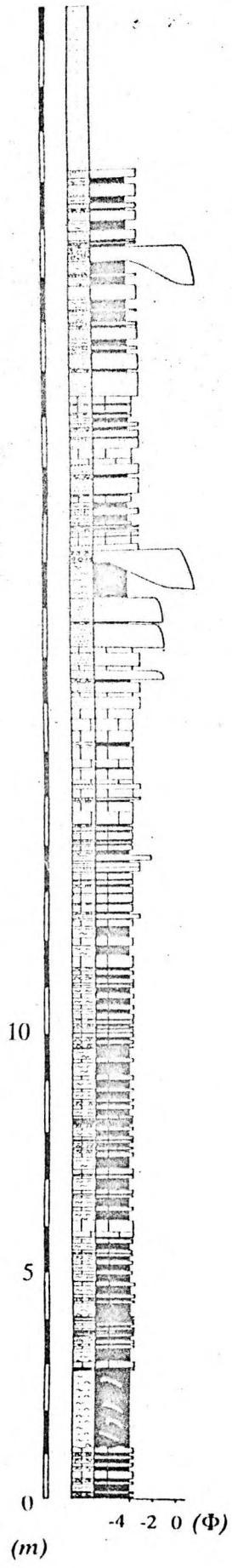
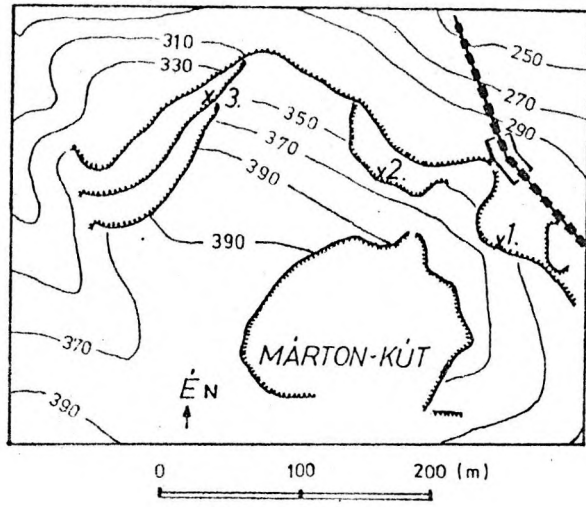
#### Izotópvizsgálatok

Az 1. táblázat tartalmazza néhány réteg karbonáttartalom-mérésének eredményeit, valamint a karbonát szénizotóp- és oxigénizotóp-arányát. A méréseket grafikonon ábrázolva megfigyelhető az egyes változók közötti pozitív korreláció (8. ábra.), tehát minél nagyobb a karbonát mennyisége, annál nagyobb az oxigén- és szénizotóp-mérések értéke. A karbonáttartalmat a vízszintes, az izotópméréseket a függőleges tengelyre felrajzolva (9-10. ábra) igazolódik ez a feltevés. A szénizotópmérésekre 0,83, az oxigénizotópmérésekre 0,79-es korrelációs koefficiens számolható, ami nagyon erős párhuzamosságot feltételez. Ennek okai valószínűleg az eredeti, üledékes rendszerben gyökereznek.

#### Diagenézis vagy üledékes eredet?

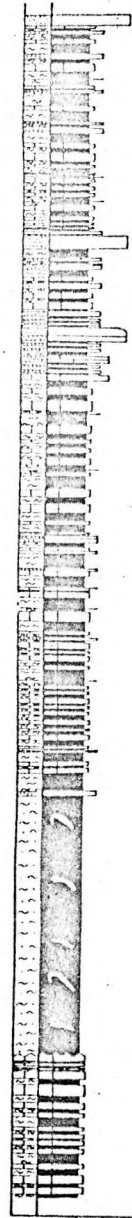
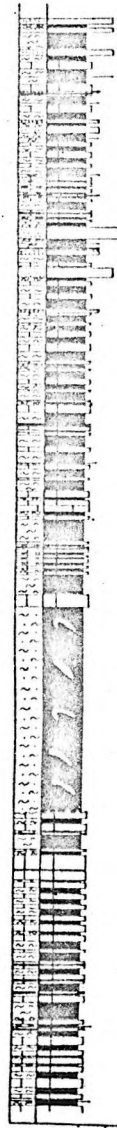
A változó karbonáttartalmú márgák ritmicitását egyes szerzők diagenetikus eredetűnek vélik. Azonban, ahogy

(3)



(1)

(2)





SCHWARZACHER (1987) kimutatta, a homogén rétegsorban kialakuló karbonátvándorlás nem rétegeket, hanem véletlenszerűen elszórt gumókat, csomókat hozna létre. Mivel a Bersek-hegyen a karbonáttartalom változása rétegszerű, ezért nagyon valószínű az elsődleges üledékes eredete. A karbonátanyag csökkent mértékű elvándorlására utalhat az oxigénizotópok viszonylag pozitív értéke is (DE BOER, szóbeli közlés - lásd I. táblázat), valamint az, hogy a karbonáttartalom és az oxigénizotópmérések között pozitív korreláció észlelhető (DE BOER, 1983).

#### *A kimutatott ciklusok típusai*

Aszerint, hogy milyen közvetlen folyamatok irányítják a rétegsor ritmicitását (főként a karbonáttartalom szempontjából) DE BOER (1990) öt ciklustípust különböztetett meg: termelési, hígítási, visszaoldódási, redox és eróziós ciklusokat. A termelési, a hígítási és a visszaoldódási ciklusra EINSELE és RICKEN (1991) vezetett le félkvantitatív modelleket.

A termelési ciklusban a karbonáttartalom változása a pelágikumban termelődő biogén karbonát mennyiségének változásából származik. A biogén produkciót többek között a hőmérséklet vagy a tápanyag mennyisége szabhatja meg (DE BOER, 1983; LEARY és társai, 1989). A hígítási ciklusban (pl. MOUNT és MARGOLIS, 1987) nem a karbonát mennyisége, hanem a szárazföldről származó, behordott finomtörmelék anyag mennyisége változik.

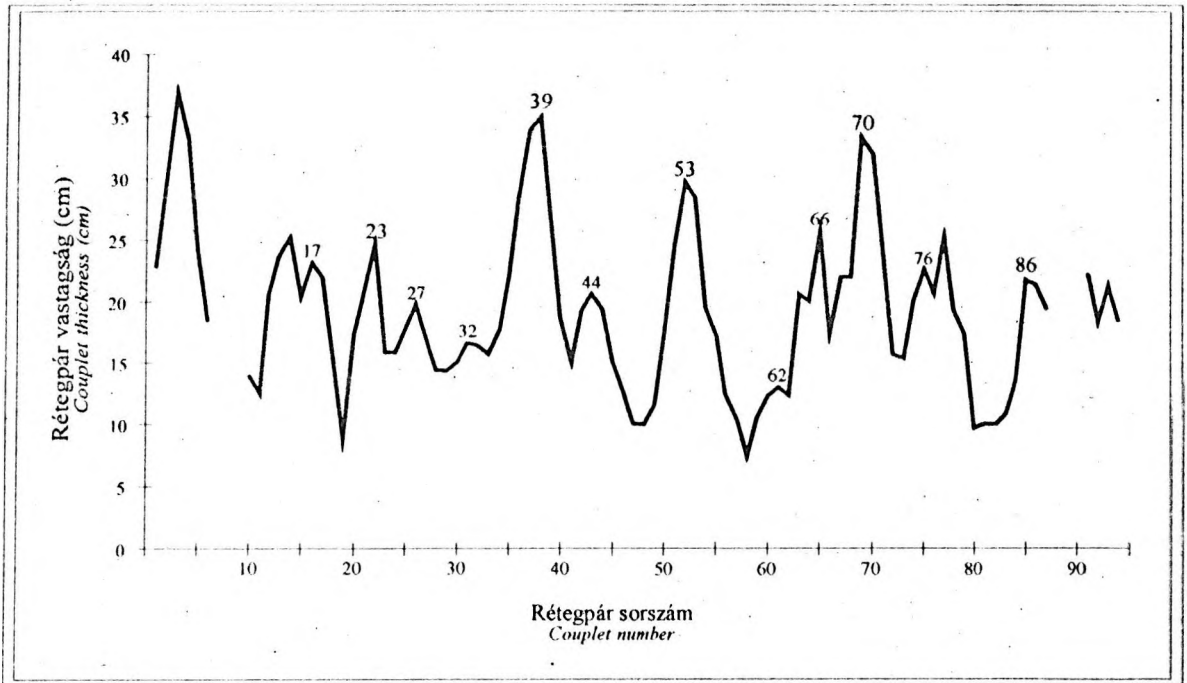
Ilyet könnyen eredményezhet pl. a szárazföld felett lehulló csapadék mennyiségének megváltozása, ugyanis ez befolyásolja a tengerekbe beömlő édesvíz, így a szuszpenzióként szállított anyag mennyiségét. A visszaoldódási ciklus esetében a biogén produkció által létrehozott karbonátanyag visszaoldódása a döntő mechanizmus. Ezt a karbonát- illetve aragonit-kompenzációs szint helyzete, vagy a különböző, üledékben zajló mikrobiológiai folyamatok vezérelhetik (DIESTER-HAASS, 1991). A redoxciklus (WEISSERT és társai, 1979; BOTTJERS és társai, 1986) esetében az üledékben vagy annak felszín felett kialakuló oxigénminimum-zóna kifejlődése illetve hiánya, az eróziós ciklusoknál (pl. BOTTJERS és társai, 1986) pedig a tenger-alatti áramlások változó erőssége a döntő folyamat.

A (2) szelvényben - mint fent kimutatásra került - az egy rétegpárhoz tartozó mész- és agyagmárga rétegek vastagsága ellentétesen változik. Nem észlelhető lényeges mennyiségű szárazföldi behordás, a rétegsor ezen részén a turbiditek teljesen hiányoznak. EINSELE és RICKEN (1991) egyszerűsített modelljei közül ezen jellemzők a visszaoldódási ciklust támasztják alá. Ezt az is bizonyíthatja, hogy az ősmaradványok egy része még diagenézis előtt visszaoldódott, valószínűleg a karbonát- és aragonit-kompenzációs szint közötti helyzetben.

Az (3) szelvényben az agyagmárga rétegek vastagsága erősen ingadozik, míg a mészmárgák vastagsága viszonylag állandó marad. A hígítási modell (EINSELE és RICKEN, 1991) jól illeszkedik ehhez a képhez; az egyidejűleg megjelenő turbiditek megerősítik az elképzelést.

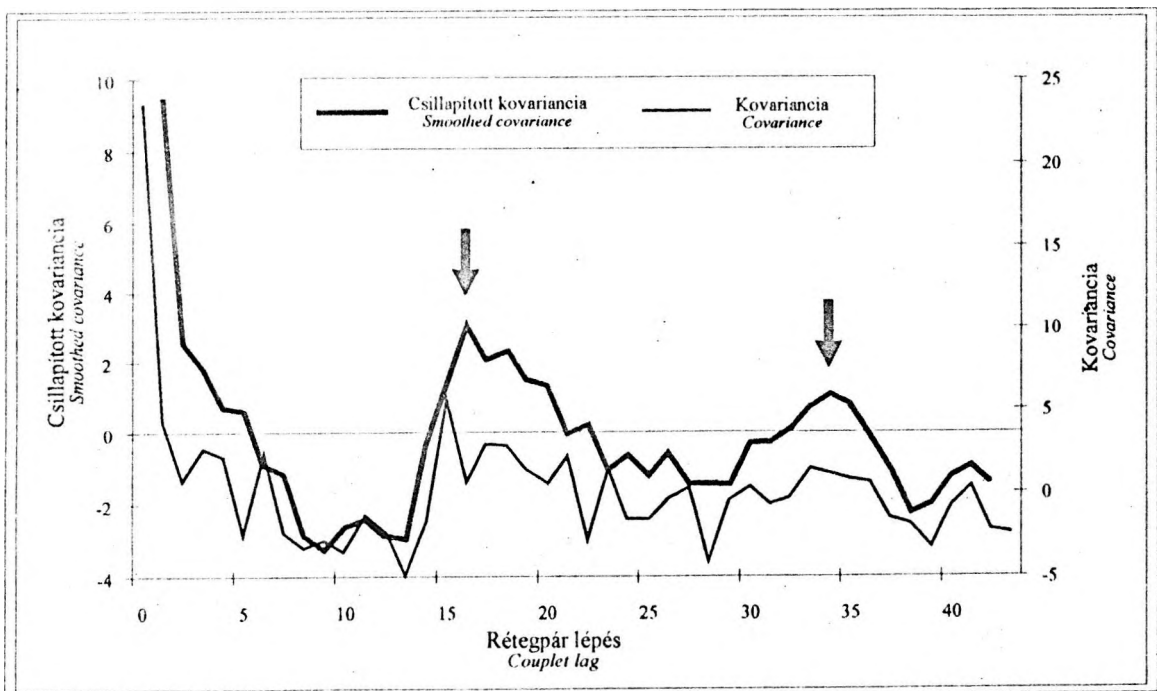
3. ábra. A Bersek-hegy alsókrétájának szelvényei, és helyzetük a bányában.

Fig. 3. Lower Cretaceous logs of Bersek Hill, with positions in the quarry indicated.



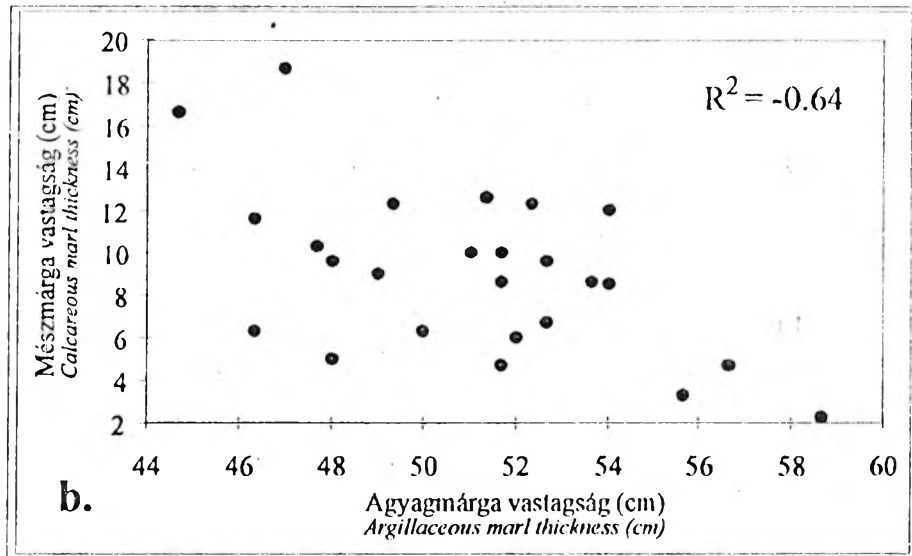
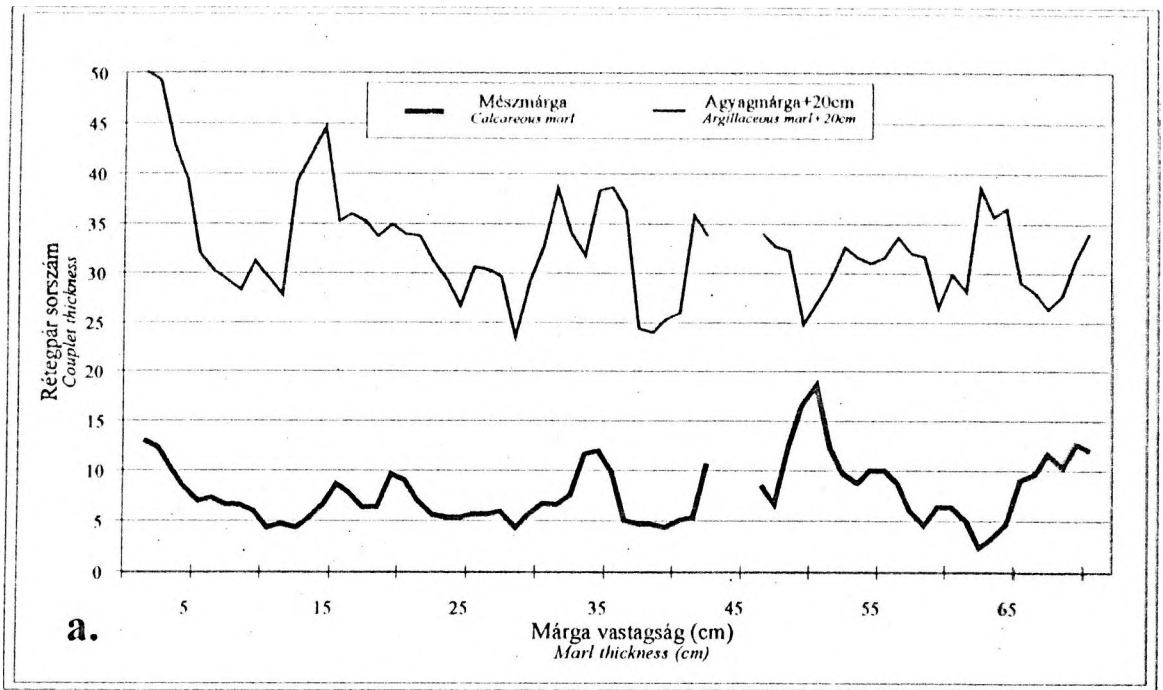
4. ábra. A (3) szelvény rétegpár-vastagság/rétegpár sorszám diagramja a homokkövek figyelembe vétele nélkül. Az adatokon 3 tagú lineáris simítást végeztem el. 4-5, illetve 16-17 rétegpáronként szignifikáns periodicitás figyelhető meg.

Fig. 4. Couplet thickness vs couplet number chart of Log 3. No sandstones encountered. Data smoothed by three-member linear method. Some periodicities can be observed at 4-5 and 16-17 couplets.



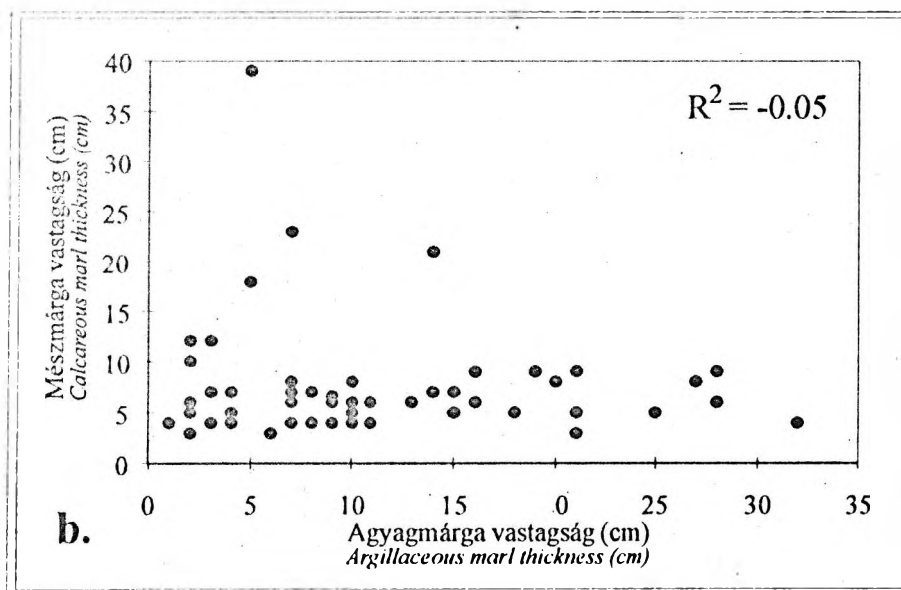
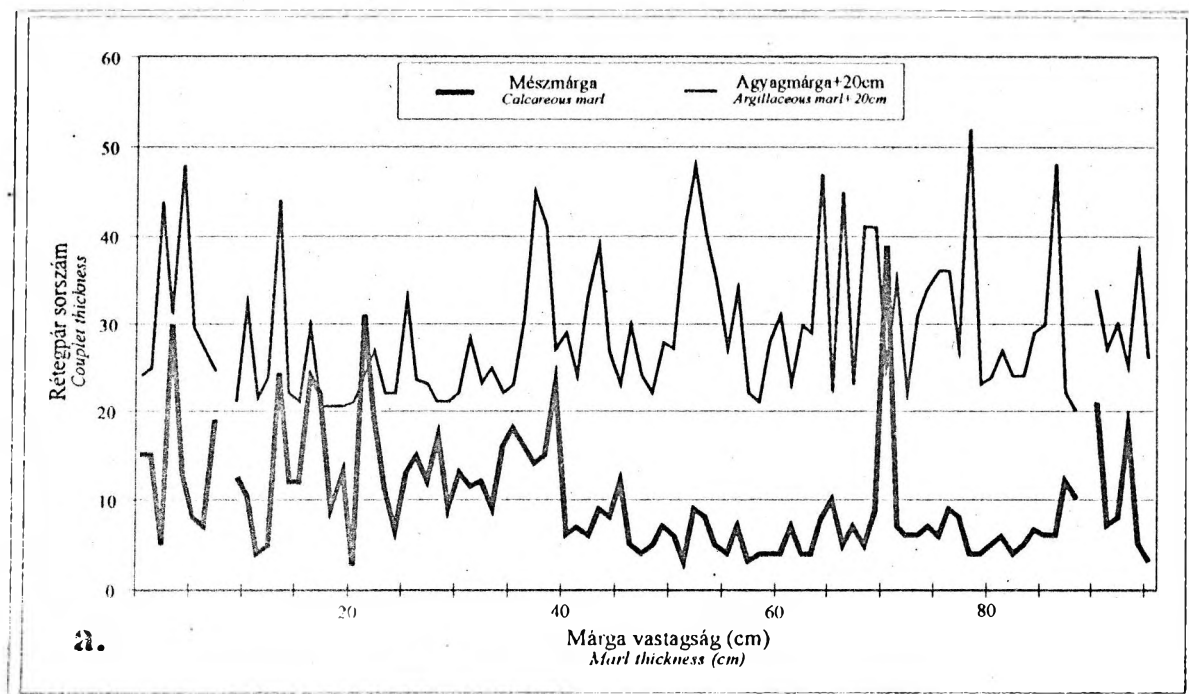
5. ábra. A (2) szelvény rétegpár-vastagság autokorreláció-vizsgálata. A 4. ábrán kimutatott 16-17 rétegpáronkénti ismétlődés itt is megfigyelhető.

Fig. 5. Autocorrelation chart of log 2. Periodicity of 16-17 couplets (shown on Fig. 4.) is present.



6. ábra. a. Azonos rétegpárhoz tartozó agyagmárga és mészmárga rétegek vastagságai a (2) szelvény alsó szakaszán. b. Mészmárga vastagság az agyagmárga függvényében. Erős negatív korreláció ismerhető fel.

Fig. 6. a. Argillaceous and calcareous marl thicknesses of the same couplets at the lower part of log 2. b. Calcareous vs argillaceous marl correlation chart shows strong negative correlation.



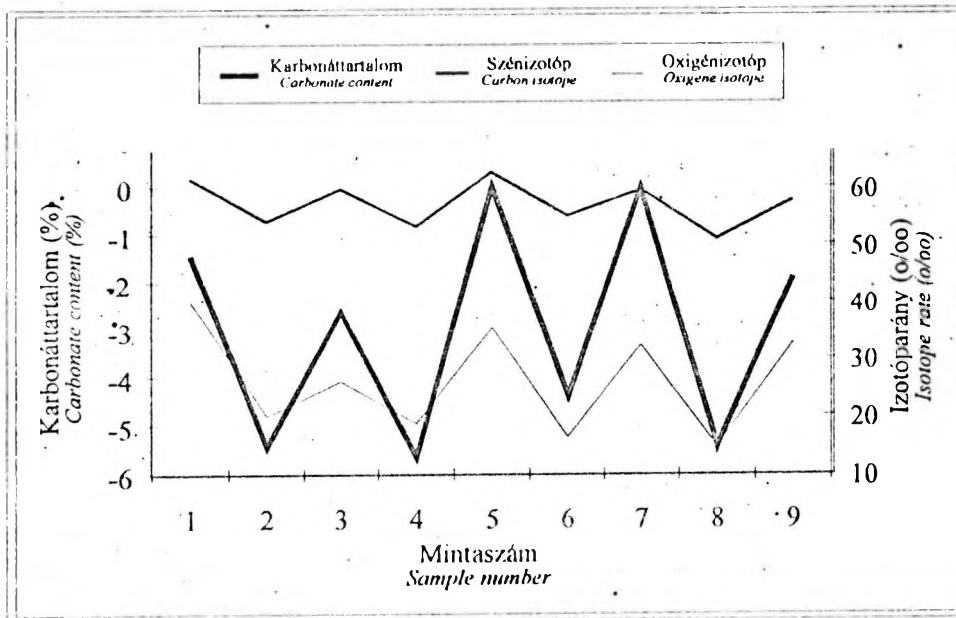
7. ábra. a. Azonos rétegpárhoz tartozó agyagmárga és mészmárga rétegek vastagságai az (3) szelvény közepén. b. Mészmárga vastagság az agyagmárga vastagság függvényében. Nincs összefüggés az adatok között.

Fig. 7. a. Argillaceous and calcareous marl thicknesses of the same couplets at the middle part of log 3. b. Calcareous vs argillaceous marl correlation chart shows insignificant correlation.

Minta-szám Sample number	Karbonát-tartalom (%) Carbonate content (%)	Szénizotóp arány (o/oo) Carbon isotope rate (o/oo)	Oxigénizotóp arány (o/oo) Oxygen isotope rate (o/oo)
128	47.9	0.18	-2.41
129	14.7	-0.7	-4.81
130	38.1	-0.04	-4.09
131	13.1	-0.84	-4.96
132	59.9	0.29	-2.97
133	23.4	-0.61	-5.26
134	59.6	-0.07	-3.33
137	14.8	-1.1	-5.45
138	44.3	-0.29	-3.28

1. táblázat. Az (A) fácies mintáin végzett karbonát- és szervesanyag-tartalom, valamint izotópvizsgálatok eredményei. A minták az (3) szelvényből származnak (lásd 3. ábra).

Table 1. Carbonate and organic carbon content, and isotope measurements of Facies A. Samples are taken from Log 3 (see Fig. 3.).



8. ábra. Karbonáttartalom, és a karbonát oxigén- és szénizotóp-aránya az 1. táblázat alapján. Erős pozitív korreláció észlelhető.  
Fig. 8. Carbonate content,  $O^{18}/O^{16}$  and  $C^{13}/C^{12}$  isotopes of the carbonate according to Table 1. Strong correlation can be observed.

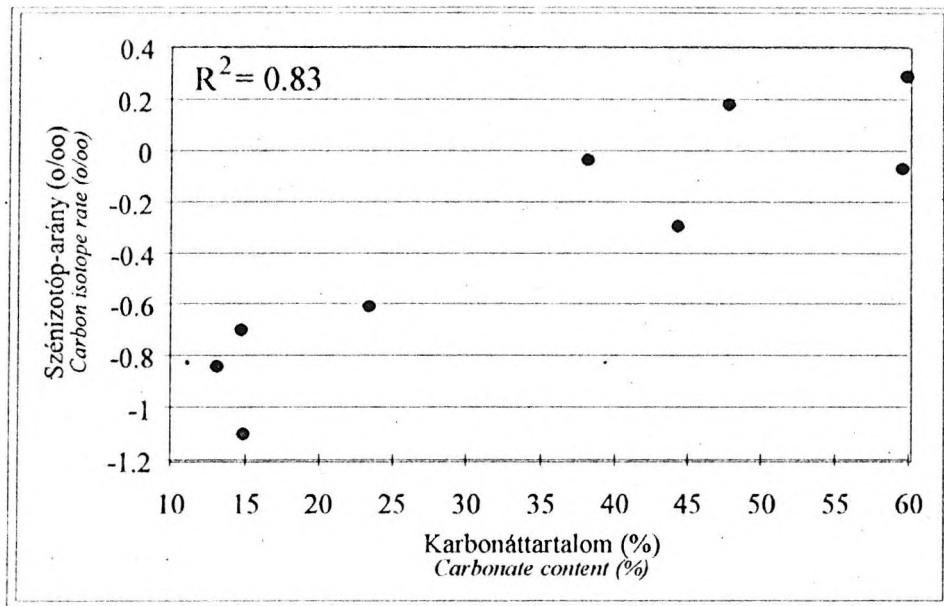
### Következtetések: az éghajlati és üledékes rendszer kölcsönhatása a krétában

A vastagságviszonyok, a karbonáttartalom és izotópmérések összefüggéseinek alapján a következő egyszerűsített modell állítható fel az korakréta üledékes rétegsorra a Bersek-hegyen (11. ábra):

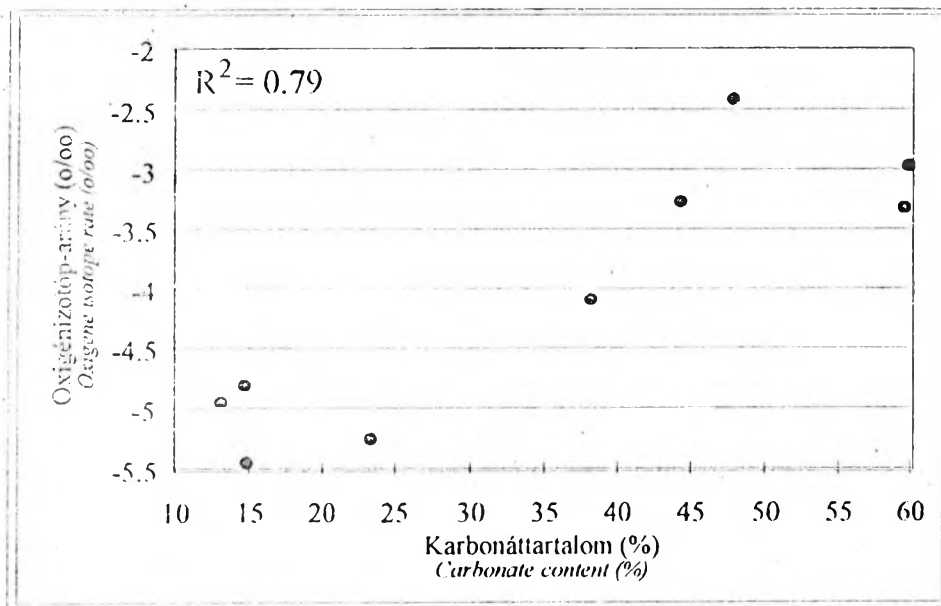
A Gerecse hegység az északi szélesség 30° körül helyezkedett el az kréta során (MÁRTON és MÁRTON, 1985), egy leszűkített tengerághban, amely a Tethys-óceán egy északi nyúlványa volt (FAUPL és WAGREICH, 1992; CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994). A Tethys északi partvidé-

kének időjárását ekkor erőteljes monszunális hatás jellemezte, amely nagyon érzékenyen reagált az inszolációs változásokra (BARRON és társai, 1985).

A felszíni produktivitást a karbonáttartalom és az oxigénizotóp-arány pozitív korrelációja alapján a nutrienek mennyisége, és nem a hőmérséklet vezérelhetette (vesd össze LEARY és társai, 1989; DE BOER, 1983), mivel a magasabb hőmérsékletet jelző kisebb oxigénizotóp-arány nem a meszes, hanem az agyagmárga intervallumokkal



9. ábra. A szénizotóp-arány és a karbonáttartalom közötti összefüggés. A korrelációs koefficiens 0,83.  
 Fig. 9.  $C^{13}/C^{12}$  isotopes vs carbonate content. The correlation coefficient is 0.83.



10. ábra. Az oxigénizotóp-arány és a karbonáttartalom közötti összefüggés. A korrelációs koefficiens 0,79.  
 Fig. 10.  $O^{18}/O^{16}$  isotopes vs carbonate content. The correlation coefficient is 0.79.

párosul. Az agyagmárga intervallumokban a szénizotóp-arány csökkenése jelzi a megnövekedett szárazföldi behordással az óceánba került könnyű szénizotóp-tartalmú szervesanyag megjelenését (VAN DER ZWAAN és GUDJONSSON, 1986).

Az agyagmárgákban megfigyelhető kicsiny szénizotóp-arányt elősegíthette a krétában általánosan lassú cirkuláció (DE BOER, 1983) miatt kialakult meredek szénizotóp-gradiens is (VAN DER ZWAAN és GUDJONSSON, 1986), ugyanis a lefelé hulló, elpusztult élőlényekkel a felszínről

a mélybe szállított, könnyű szénizotópokat tartalmazó szervesanyag a korai diagenézis során könnyűizotópokat tartalmazó pórusvizek létrejöttét segíthette elő. Az eltemetett szervesanyagot fogyasztó baktériumok által termelt széndioxid az üledék felső részén visszaoldhatta a lerakódott karbonát egy részét (DIESTER-HAASS, 1991).

Az excentricitási ciklus által felerősített precessziós ciklus módosította az évi besugárzás eloszlását (BERGER, 1981a,b). A szárazföld és az óceán közötti nagy hőmérsékleti kontraszt idején - nagy excentricitás; precesszió

naptávoli téllal és napközeli nyárral – a csapadék mennyisége megnövekedhetett. A nagyobb csapadékmennyiséggel az óceánba került édesvíz ún. „édesvíz-lencsét” alkothatott a felszínen, valamint a szuszpenzióval beszállított többlet-nutriens megnövelhette a termelt szervesanyag mennyiségét. Az lesüllyedő szervesanyagot az édesvízlenese miatt lelassuló mélytengeri cirkuláció által szállított, kis mennyiségű oxigén nem volt képes teljes mértékben oxidálni, így a folyamat egyes területeken anoxiához vezethetett (WEISSERT és társai, 1979; DE BOER, 1983; BARRON és társai, 1985; CITA és társai, 1991). Nagyobb mennyiségű oxigén jelenléte esetén nem fejlődtek ki laminált, nagy szervesanyag-tartalmú rétegek. A bioturbáció azonban csökkent mértékű maradt, és az üledék felső részén a lerakódott karbonát egy része visszaoldódhatott.

Kis hőmérsékleti kontraszt esetén – kis excentricitás; nyár naptávonban, tél napközben – a lehullott csapadék mennyisége valószínűleg kisebb volt, az édesvíz-lenese nem, vagy kevésbé fejlődhetett ki. Így a kifejezettebb cirkuláció, és a kisebb terrigén szervesanyag-behordás miatt magasabb szénizotóp-arányok alakulhattak ki. A lecsökkent nutriensmennyiséggel kevesebb szervesanyag jobban bioturbált üledékben rakódott le, a kisebb bakteriális hatás valószínűleg kisebb mértékű visszaoldódást okozhatott.

A medence fejlődése során a visszaoldódási ciklusból hígítási ciklus alakult ki. A környezeti modell a fentiekkel gyakorlatilag azonos; a csapadék–nutriens–szervesanyag-visszaoldódás folyamatos változatlan maradhatott, azonban a beszállított törmelékes anyag mennyisége megnövekedett, így a visszaoldódási jellegek elmosódtak. A későbbiekben a ciklikus jelleg eltűnt, valószínűleg a törmelékbehordás további erősödésének hatására.

## Összefoglalás

– A gerecsei korakréta rétegsorokon kimutatható a Föld ciklikusan változó pályaelemeinek hatása; a precesszió és az excentricitás változása módosította a Gerecse korakréta éghajlati rendszerét.

– A csapadékos és szárazabb időszakok ritmikus ismétlődése vezérelte a behordott nutriens, szervesanyag és szuszpenzióban szállított finomtörmelék mennyiségét, illetve minőségét.

– Az óceán cirkulációjának lassulása, gyorsulása, a termelt, illetve lerakódó szervesanyag mennyisége határozta meg az üledék felszínén, vagy felső részén lefolyó visszaoldódást.

– A beszállított törmelékanyag mennyiségének megnövekedésével hígítási ciklus alakult ki, majd a ciklikus kifejlődés megszűnt.

– A ciklustípusok kifejlődésének sora alátámasztja a törmelékes lejtő progradációjának modelljét (FOGARASI, 1995); a mozgó takarófrontoktól távoli lejtőn a visszaoldódási ciklus volt jellemző. A takarófrontok progradációjával a hígítási ciklus alakult ki, majd a ciklikus jelleg megszűnt.

– A fenti éghajlati következtetések függetlenek attól, hogy a Föld pályaelemeinek változása vagy valamely független, esetleg belső, autociklikus folyamat hatására jöttek-e létre. A pályaelemek hatására a rétegvastagságok 4–5, valamint 16–17 rétegpáronkénti ismétlődése utal; emiatt valószínűbb az ammonitesz-vizsgálatok által megadott kor. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a kérdés végleges eldöntéséhez további vizsgálatok szükségesek.

## Köszönetnyilvánítás

Az ELTE Általános és Történeti Földtan Tanszék oktatói és kutatói ötleteikkel segítettek szakdolgozatom, valamint ezen dolgozat elkészítésében. Az izotópos vizsgálatokat Poppe L. DE BOER professzor, a Rijksuniversiteit Utrecht oktatója vezetésével végeztem el, akinek itt

szeretnék köszönetet mondani. A kutatásokat támogatta a TEMPUS Project és a CSÁSZÁR Géza által vezetett, 552. számú OTKA program, amely a publikáció megjelenését is finanszírozta.

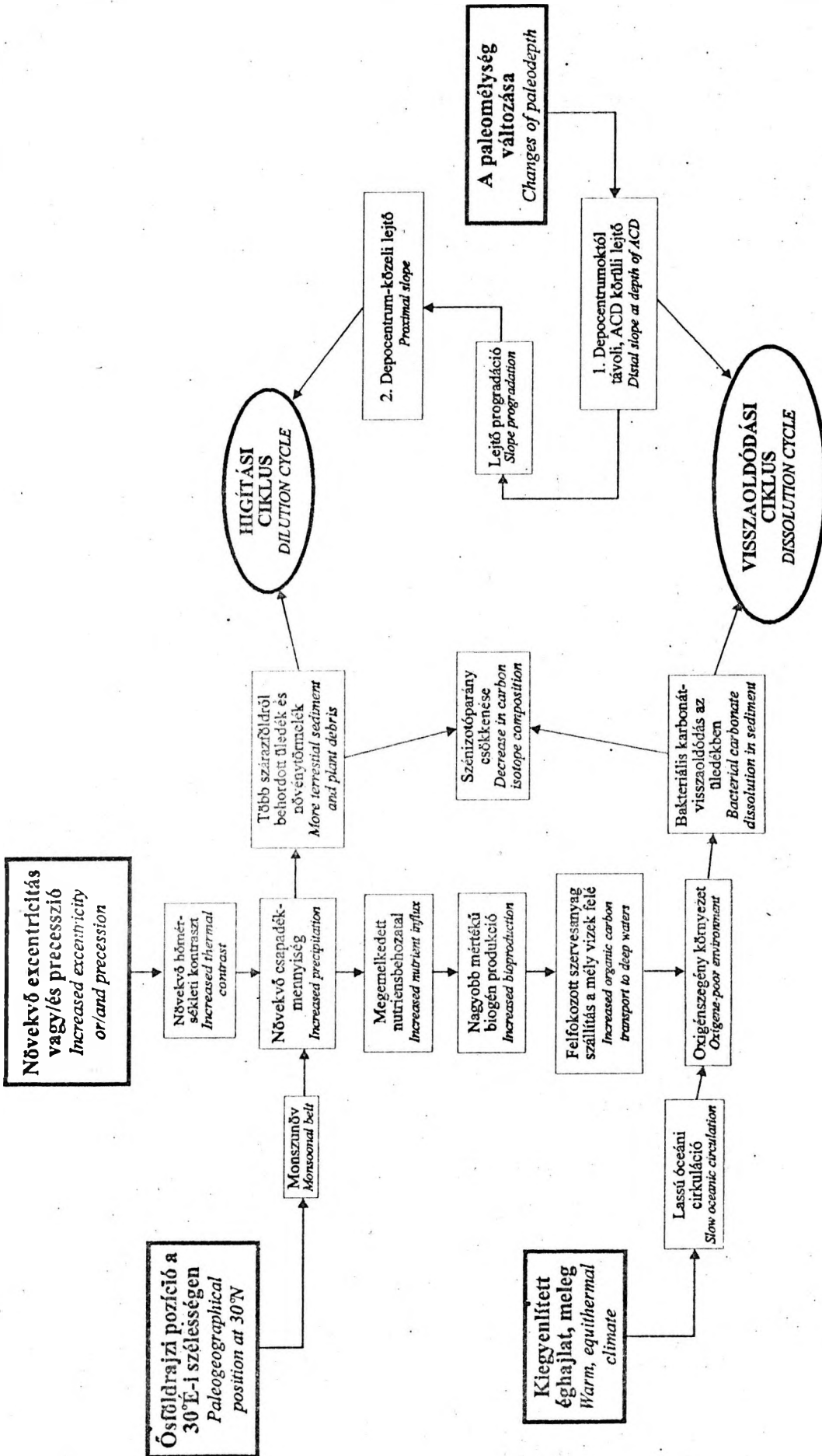
## Irodalomjegyzék

BARRON, E. J., ARTHUR, M. A. & KAUFMANN, E. G. (1985): Cretaceous rhythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate. – *Earth and Planetary Science Letters* 72, 327–340.

BERGER, A. L. (szerk.) (1981a): Climatic variations and variability: facts and theories. NATO ASI Ser. C 72, 795 pp.

BERGER, A. L. (1981b): The astronomical theory of paleoclimates. – *In*: BERGER, A. L. (szerk.) 1981: Climatic variations and variability: facts and theories. NATO ASI Ser. C 72, 501–525.

BERGER, A., LOUTRE, M. F. & DEHANT, V. (1989): Astronomical frequencies for the Pre-Quaternary palaeoclimate studies. – *Terra Nova* 1/5, 474–479.



11. ábra. Az korakrétá éghajlati és üledéklerakódási rendszer a Berek-hegyi mérések alapján. Részletes magyarázatot lásd a szövegben.  
Fig. 11. Sedimentary and climatic system at Berek Hill during the Early Cretaceous. Detailed explanation in text.



- BERGER, A., LOUÏRE, M. F. & LASKAR, J. (1992): Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. - *Science* 255, 560-566.
- BOTTJERS, D. J., ARTHUR, M. A., DEAN, W. E., HATTIN, D. E. & SAVRDA, C. E. (1986): Rhythmic bedding in Cretaceous pelagic carbonate environments: sensitive recorder of climatic cycles. - *Paleoceanography* 1, 467-481.
- CITA, M. B., DE LANGE, G. L. and OLAUSSON, E. (1991): Anoxic basins and sapropel deposition in the Eastern Mediterranean: past and present. - *Mar. Geol.* 100. Spec. sect. 1-4.
- COTILLON, P. (1987): Bed-scale cyclicity of pelagic Cretaceous successions as a result of world-wide control. - *Mar. Geol.* 78, 109-123.
- CSÁSZÁR G. & ÁRGYELÁN G. (1994): Stratigraphic and micromineralogical investigations on Cretaceous formations of the Gereese Mts. and their paleogeographical implications. - *Cretaceous Research* 15, 417-434.
- DARMEUR, C., COTILLON, P. & RIO, M. (1982): Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les dépôts créacés alternants du bassin vocontien (Sud-Est de la France) - *Bull. Soc. géol. France* (7) XXIV/3, 627-640.
- DAVIS, J. C. (1973): Statistics and data analysis in geology. - John Wiley and Sons, New York, 550 pp.
- DE BOER, P. L. (1983): Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in Southern Europe. - *Geol. Ultraject.* 31, 112 pp.
- DE BOER, P. L. (1990): Astronomical cycles reflected in sediments. - *Zbl. Geol. Paläont.* 1/8, 911-930.
- DIESTER-HAASS, L. (1991): Eocene/Oligocenepaleoceanography in the Antarctic Ocean, Atlantic sector (Maud Rise, ODP Leg 113, Site 689B and 690B). - *Mar. Geol.* 100, 249-276.
- EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (szerk.) (1991): Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 955 pp.
- EINSELE, G. & RICKEN, W. (1991): Limestone-marl alternation - an overview. *In: EINSELE, G., RICKEN, W. és SEILACHER, A. (szerk.): Cycles and Events in Stratigraphy.* Springer-Verlag, Berlin, 23-47.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. - *Cretaceous Research* 13, 387-403.
- FÉLEGYHÁZY L. & NAGYMARÓSY A. (1991): New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gereese Mountains (Hungary). - *Geologica Carpathica* 42, 123-126.
- FISCHER, A. G. (1980): Gilbert - Bedding rhythms and geochronology. - *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 183, 93-104.
- FISCHER, A. G., DE BOER, P. L. & PREMOLI SILVA, I. (1990): Cyclostratigraphy. *In: GINSBURG, R. N. & BEAUDOIN, B. (eds.): Cretaceous Resources, Events and Rhythms.* Kluwer, Dordrecht, 139-172.
- FOGARASI A. (1995): Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott korakréta tengeralatti lejtőn a Gereese hegységben - munkahipotézis. - *Általános Földtani Szemle* 27, 15-41.
- FÜLÖP J. (1958): A Gereesehegység krétaidőszaki képződményei. - *Geologica Hungarica, series Geologica* 11, 1-124.
- GATES, W. L. (1981): The climate system and its portrayal by climate models: a review of basic principles. I. Physical basis of climate. *In: BERGER, A. L. (szerk.): Climatic variations and variability: facts and theories.* NATO ASI Ser. C 72, 3-19.
- GILL, M. (1981): Energy balance models: an introduction. *In: BERGER, A. L. (szerk.): Climatic variations and variability: facts and theories.* NATO ASI Ser. C 72, 461-480.
- HAQ, B. U., HARDENIOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since Triassic (250 Myr ago to present). - *Science* 235, 1156-1167.
- HERBERT, T. D. & FISCHER, A. G. (1986): Milankovitch climatic origin of mid Cretaceous black shale rhythm in Central Italy. - *Nature* 321, 739-743.
- LEARY, P. N., COTTELL, R. A. & DITCHFIELD, P. (1989): Milankovitch control on foraminiferal assemblages from the Cenomanian of southern England. - *Terra Nova* 1/5, 416-419.
- MÁRTON E. & MÁRTON P. (1985): Tectonic and palaeoclimatic aspects of palaeomagnetism studies in the Transdanubian Central Mountains. - *Acta Geologica Hungarica* 28/1-2, 59-70.
- MILANKOVITCH, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eiszeitproblem. - *Roy. Serbian Sci. Spec. Publ.* 132 sect. Math. and Nat. Sci. 33, 633 pp.
- MOUNT, J. F. & MARGOIS, S. V. (1987): Terrigenous dilution vs. biogenic productivity cycles in Maastrichtian carbonates from Zumaya, Spain. - *Abstracts with Programs of Geol. Soc. Am.* 19, 779-780.
- NAPOLIONE, G. & RIPEPE, M. (1989): Cyclic geomagnetic changes in Mid-Cretaceous rhythmites, Italy. - *Terra Nova* 1/5, 437-442.
- NEWELL, R. E. & CHIU, L. S. (1981): Climatic changes and variations: a geophysical problem. *In: BERGER, A. (szerk.) 1981: Climatic variations and variability: facts and theories.* NATO ASI Ser. C 72, 21-61.
- POKRAS, E. M. & MOLFINO, B. (1986): Oceanographic control of Diatom abundances and species distributions in surface sediments of the tropical and Southern Atlantic. - *Marine Micropal.* 10, 165-188.
- PREMOLI SILVA, I., RIPEPE, M. & TORNAGHI, M. E. (1989): Planktonic foraminiferal distribution record productivity cycles: evidence from the Aptian-Albian Piobbico core (Central Italy). - *Terra Nova* 1/5, 443-448.
- ROTH, P. H. & KRUMBACH, K. R. (1986): Middle Cretaceous nanofossil biostratigraphy and preservation in the Atlantic and Indian oceans: implications for paleoceanography. - *Marine Micropal.* 10, 235-266.
- SCHWARZACHER, W. (1987): The analysis and interpretation of stratigraphic cycles. - *Paleoceanography* 2, 79-95.
- SHIMMIELD, G. B., MOWBRAY, S. R. & WEEDON, G. P. (1990): A 350 ka history of the Indian Southwest Monsoon - evidence from deep-sea cores, northwest Arabian Sea. - *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 81, 289-299.
- SOMOGYI K. (1914): A gereceei neokom. - *MÁFI Évkönyv* 22, 277-342.
- TOMADIN, L. & LANDUZZI, V. (1991): Origin and differentiation of clay minerals in pelagic sediments and sapropels of the Bannock Basin (Eastern Mediterranean). - *Marine Geology* 100, 35-43.
- VAN DER ZWAAN, G. J. & GUIJONSSON, L. (1986): Middle Miocene-Pliocene stable isotope stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean. - *Marine Micropal.* 10, 71-90.
- WEEDON, G. P. (1991): The spectral analysis of stratigraphic time series. *In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (szerk.): Cycles and Events in Stratigraphy.* Springer-Verlag, Berlin, 840-854.

WEISSERT, H. (1989): C isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: a case study from the Early Cretaceous - *Surveys in Geophys.* 10, 1-61.

WEISSERT, H., MCKENZIE, J. & HOCHULL, P. (1979): Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean. - *Geology* 7, 147-151.

## A gerecei kréta törmelékes képződmények petrográfiai és petrológiai vizsgálata

Petrographical and petrological investigations  
of the Cretaceous clastic sediments  
of the Gerecse Mountains, Hungary

B. ÁRGYELÁN Gizella

ELTE Közvetlen Geokémiai Tanszék, H-1083 Budapest, Múzeum krt. 4/A.

(11 ábrával és 7 táblázzal)

### Abstract

The detrital framework grain analysis, heavy mineral distribution of sandstones (Berriasian-Lower Albian(?)) and the chemical investigation of detrital chrome spinels gave a new evidence for the source area and for the palaeogeographic connection between the Gerecse clastic deposit and the Rossfeld Formation of the Northern Calcareous Alps.

Based on the detrital framework grain analysis the detritus of the Gerecse sedimentary basin have been eroded from a volcanic island arc, an oceanic suture zone and a continental crust reflecting mixed orogenic provenance areas, respectively. The acidic volcanic rock fragments (dacite-rhyolite) and granite, diorite, tonalite detritus in the Szentivánhegy Limestone Formation, the Felsővadács Breccia Member and in the basal beds of the Neszmély Formation indicate the contemporaneous CA volcanism in the source area. Detrital spinel grains in the Bajocian Bositra Limestone (Tardosbánya, Szél Hill) suggest that the erosion of the oceanic suture zone started in that time. The large amount of sand-size serpentinites, gabbro and dolerite detritus, rock fragments with different types of variolitic texture, chlorite with radial symmetry, as well as the detrital chrome spinel have been derived from the erosion of an ophiolite complex. Compositional populations of spinels from the Gerecse Mts. fall into the harzburgite field of POBER and FAUPL (1988) and can be classified as Type II and Type III alpine-type peridotites and ophiolites (DICK & BULLEN, 1984), consequently, showing close similarities to those of Rossfeld Formation. The main difference between the two formations is: the Rossfeld Formation does not contain acidic and ophiolitic rock fragments.

The provenance area for the detrital sequence of the Gerecse Mts. may have been the harzburgite subprovince of the Tethys-Vardar ocean similar to that of Rossfeld Formation.

Taking the latest palaeogeographic reconstructions into consideration, the Gerecse sedimentary basin was a foreland basin, in the frontal part of the obducted volcanic island-arc.

**Keywords:** detrital framework grain analysis, heavy minerals, chrome spinel, geochemistry, provenance, Cretaceous, clastic sediments, Gerecse, Rossfeld Formation, Hungary, Tethys, Vardar

### Összefoglalás

A gerecei sziliciklasztos összlet (berriási-alsóalbai(?)) törmelékes alkotóinak, nehézasvány eloszlásának, és a törmelékes spinellek kémiai összetételének vizsgálata újabb bizonyítékokat adott a kréta törmelékes képződmények lehordási területére, az üledékes medence tektonikai helyzetére és az Északi Mészkö Alpok Rossfeldi rétegeivel alkotott paleogeográfiai kapcsolatára.

A gerecei üledékes medence óceáni szigetívről, óceáni szutúra zónáról és kontinentális kéregrészekről erodálódott törmelékanyaga többfázisú kollíziós folyamat eredményeként keletkezett.

A lehordási terület mészkálai vulkanizmusának nyomait a Szentivánhegyi Mészkőben, a Felsővadáci Breccsában és a Neszmélyi Formáció bázisrétegeiben lévő savanyú kiömlési közettörmelékek (dácit-riolit), valamint a gránit, diorit és tonalittörmelékek őrzik.

A tardosbányai Szelhegy hajóci korú bositrás mészkőrétegeiben előforduló törmelékes spinellek azt bizonyítják, hogy az óceáni kéregrészek eróziója már ekkor elkezdődött.

A nagy mennyiségű, homokméretű szerpentinitek, gabbró-, dolerit- és klorittörmelékek, valamint a különböző variolitos szövetű kőzetfragmentumok, a törmelékes Cr-gazdag spinellek ofiolit komplexum lepusztulásából származnak. A gerecei üledékes képződményekben lévő spinellek összetétele ( $Cr\# = 0,35-0,85$ ,  $Mg\# = 0,45-0,75$ ,  $TiO_2\ s\% < 0,2$ ) – a Rossfeldi rétegek törmelékes spinelljeihez hasonlóan – a harzburgitok spinelljeivel (POBER és FAUPL, 1988) megegyező összetételű, és az alpi-típusú peridotitok és ofiolitok II. és III. csoportjába sorolható (DICK és BULLEN, 1984). A két formáció közötti karakterisztikus különbség, hogy a Rossfeldi rétegekből a savanyú és az ultrabázisos-bázisos közettörmelékek hiányoznak.

A gerecei törmelékes öszlet fő forrásterülete – a Rossfeldi rétegekhez hasonlóan – a Tethys-Vardar óceán szuturájának harzburgitos alprovinciája volt. A legújabb paleogeográfiai rekonstrukciókkal összhangban a gerecei üledékgyűjtő medence az obdukciós front előterében elhelyezkedő előtéri (foreland) medence volt.

## Bevezetés

Az elmúlt években számos szedimentológiai és paleontológiai tanulmány (többek között FÜLÖP (1958), CSÁSZÁR és HAAS (1979, 1984), KÁZMÉR (1987, 1988), SZTANÓ (1990), FÉLEGYHÁZY és NAGYMAROSY (1991), SZTANÓ és BÁLDI-BEKE (1992), FOGARASI (1993)) foglalkozott a gerecei kréta (berriási-alsóalbai(?)) törmelékes öszlet (1. ábra; CSÁSZÁR, jelen kötetben) pontos korának, forrásterületének, a medence tektonikai helyzetének, valamint a képződmény paleogeográfiai kapcsolatainak meghatározásával az Alp-Kárpát-Dinári régión belül. Az azonos litológiai jellegek és az ammonitesz fauna alapján az Északi Mészkő Alpok Rossfeldi rétegeivel feltételezett paleogeográfiai rokonságot (HANTKEN, 1868) ezideig petrográfiai-petrologiai vizsgálatokkal nem támasztották alá.

FÜLÖP (1958) összefoglaló tanulmányában részletesen foglalkozott a gerecei törmelékes öszlet különböző

rétegsorainak ősmaradványaival, szemcseeloszlásával, karbonáttartalmával, kisebb hangsúlyt fektetve a nehézsavany- és vékonycsiszolatos közettani vizsgálatokra.

A közettani-geokémiai vizsgálatokra az alábbi, a képződményeket nagy vastagságban feltáró rétegsorokat választottam, hogy az üledékképződés folyamán a forrásterület összetételi változásai dokumentálhatók legyenek.

- Bersek hegy szelvénye (Bersek hánya, K-Gerecse). Berseki Marga Formáció turbidites közbetelepülései, Lábatlani Homokkő Formáció.
- Lábatlan Lb-36 fúrás: a Lábatlani Homokkő Formáció és a Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat közötti átmeneti képződmény.
- Neszmély N-4 fúrás; Neszmélyi Formáció, Ny-Gerecse.

## Módszerek

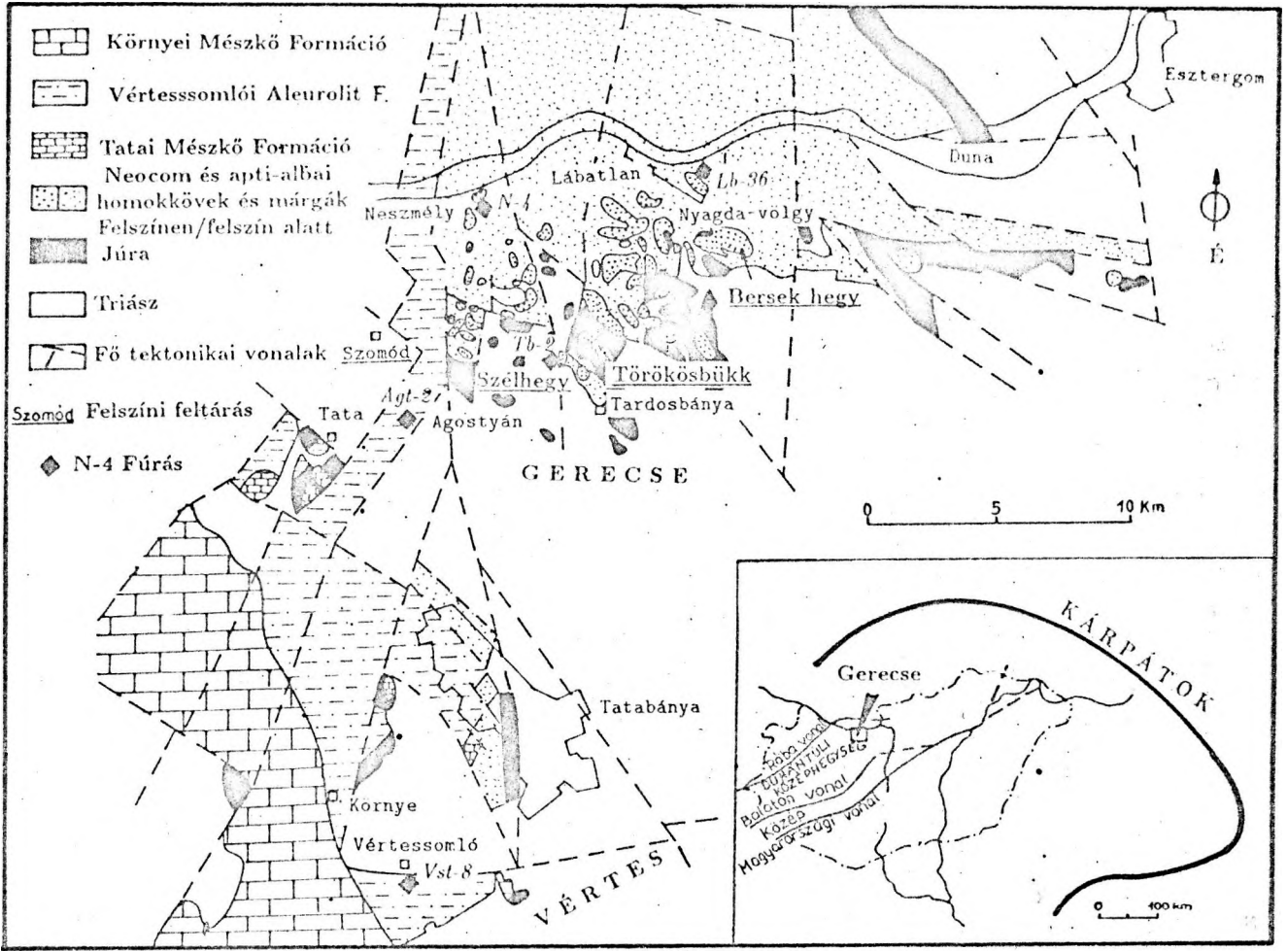
Három különböző közettani-geokémiai módszer alkalmazásával, a törmelékes szemcseanalízissel (Dickinson-módszer), a nehézsavanyok, valamint a törmelékes spinellek geokémiai vizsgálatával újabb bizonyítékok nyerhetők a törmelékes öszlet genetikájára.

### *Törmelékes szemcseanalízis* (Dickinson-módszer)

Az arenitek törmelékes eredetű ásványszemcséinek és közettörmelékeinek megjelenése és egymáshoz viszonyított aránya szoros összefüggésben van a lehordási terület összetételével, valamint az üledékes medence tektonikai helyzetével (DICKINSON, 1970, 1985; DICKINSON és

SUCZEK, 1979; INGERSOLL és SUCZEK, 1979; ZUFFA, 1980; VALLONI és MAYNARD, 1981).

A törmelékes alkotók vizsgálatáa a Gazzi-Dickinson módszerrel történt, melynek lényege: a homokméretű (0,0625–2,0 mm) monomineralikus ásványszemcsék és az instabil közettörmelékek egymáshoz viszonyított arányának meghatározása a sáv-számlálásos (ribbon-counting) módszerrel (VAN DER PLAS, 1962). Az irodalomban a Gazzi-Dickinson, ill. a Dickinson hivatkozást egyaránt alkalmazzák a módszer elnevezésére. Az 1. táblázat a szemcsetípusok osztályozását és jelölését tartalmazza, amely alapját képezi az üledék érettségére utaló Qt-F-L, a lehordási területet tükröző Qm-F-Lt, a közettörmelékek arányát kifejező Qp-Lv-Ls és az ásványszemcsékre utaló



1. ábra. A kréta üledékek elterjedése a Gerecse hegységben és a Vértes előtérén - a vizsgált fúrások és a felszíni feltárások feltüntetésével (CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN (1994) nyomán, módosítva).  
 Figure 1. Geological sketch map of the Cretaceous sediments in Gerecse Mountains and Vértes Foreland showing the location of the studied boreholes and outcrops. (Modified after CSÁSZÁR and ÁRGYELÁN, 1994).

Qm-P-K diagramoknak (DICKINSON és SUCZEK, 1979; DICKINSON, 1970, 1985).

A lepusztulási területéről a közettörmelékeket osztályozó Qp-Lv-Ls diagramok több információt nyújtanak, mint a Qt-F-L és Qm-F-Lt diagramok. DICKINSON és SUCZEK (1979) rendszerét kiegészítve INGERSOLL és SUCZEK (1979) a közettörmelékek osztályozása alapján újabb összetételi mezőket rajzolt fel.

A Dickinson-módszer kritikus pontja a törmelék szemcsék pontos azonosítása, melyben segítséget nyújtanak a diagenetikus folyamatok (MCBRIDE, 1985), a porozitás (SHANMUGAM, 1985), és a szövet optikai vizsgálatai. A nehézasványokat, az eltérő hidrodinamikai és kémiai ellenállóképességük miatt, a módszer nem veszi figyelembe (MORTON, 1985). A törmelékes kőzetek petrográfiai vizsgálatánál olykor problémát jelenthet a medencén belüli (intrabasinal) és a medencén kívüli (extrabasinal) karbonátszemcsék elkülönítése (ZUFFA, 1980). A diagenetikus folyamatok hatására a karbonáttörmelék mikritesedhetnek, átkristályosodással az eredeti

szerkezetüket elvesztik, ezért a medencén kívüli karbonátszemcsék és egyéb, a medence belsejéből származó karbonáttörmelék (intraklasztok, ooidok, peloidok, bioklasztok) nem számíthatók más közettörmelékhez (l. I. táblázat).

Speciális számítási technika minimalizálhatja a kőzet összetételének szemcseméret-függőségét (ZUFFA, 1980). E szerint a holokristályos kőzetekből (pl. gránit) származó homokméretű, monomineralikus ásványszemcséket ásványokként és nem közettörmeléként osztályozzuk. A finomszemcsés mikrokristályos közettörmelék (pl. fillitek) eredeti szerkezetüket megtartva esnek szét kisebb darabokra és szállítódhatnak az üledékes medencébe. INGERSOLL et al. (1984) megfigyelései igazolták, hogy ugyanazon minta osztályozatlan és különböző, elkülönített mérettartományainak Dickinson-módszerrel történt tanulmányozása, a fenti mérési eljárást alkalmazva, hasonló eredményt adott. Tehát a törmelékes alkotók vizsgálatánál szükségtelen a homok és homokkő minták szitálása és a

különböző szemcseméretű frakciók külön-külön történő leszámllálása.

A./ Kvarcsejcsék ( $Q_t = Q_m + Q_p$ )

- $Q_t$  = összes kvarcsejcsék
- $Q_m$  = monokristályos kvarc (> 0.0625 mm)
- $Q_p$  = polikristályos kvarc (v. kalcedon)

B./ Földpátsejcsék ( $F = P + K$ )

- $F$  = összes földpát sejcse
- $P$  = plagioklász
- $K$  = alkáliföldpát

C./ Instabil közettörmelékek ( $L = L_v + L_s$ )

- $L$  = összes instabil közettörmelék
- $L_v$  = vulkáni/metavulkáni közettörmelékek
- $L_s$  = üledékes/enyhén metamorf üledékes közettörmelékek

D./ Összes közettörmelék ( $L_t = L + Q_p$ )

E./  $L_c$  = medencén kívüli törmelékes karbonátszemcsék (nem tartoznak sem  $L$ -hez, sem  $L_t$ -hez; a háromszögdiagramokon nem szerepelnek).

1. táblázat. A törmelékes szemcsék osztályozása és jelölése [DICKINSON és SUCZEK (1979), DICKINSON (1970, 1985) nyomán].

Table 1. Classification and symbols of the main detrital grain types [after DICKINSON and SUCZEK (1979), DICKINSON (1970, 1985)]

A sáv-számlálásos módszer (ribbon-counting method), a vizsgálati sáv tetszőleges megválasztásával kiküszöböli a gyakorlatban elterjedt vonalmenti és pontszámlálásos módszerek a szemcsék eltérő méretéből adódó hibáit (VAN DER PLAS, 1962).

## A homokkövek petrográfiai vizsgálata – a törmelékes alkotók elterjedése

A homokkő mintákban megfigyelt csekély számú kvarc továbbnövekedés, pátitos kalcittal kitöltött visszaoldódások, helyettesítések és ún. túlnövekedett pórusok (oversize pores), arra utalnak, hogy az összletet enyhe diagenetikus hatások érthették, melyek lényegesen nem módosították a homokkő összetételét. A képződmény diagenézis történetének vizsgálata a következő évek feladata lesz.

A vizsgált minták mikrites ill. pátitos kalcittal cementált, éretlen szövetű, 0,2–2,0 mm méretű magmás, metamorf és üledékes közettörmelékeket, 0,1–0,4 mm poli- és monokristályos kvarcot, plagioklász, alkáli földpátot és nehézásványokat tartalmazó kvarcgazdag, illetve közettörmelékes homokkövek.

### Ásványtörmelékek

A mono- és polikristályos kvarcváltozatok szögletesek, változó szemcseméretűek (0,2–0,5 mm). A titon-berriási

A geressei sziliciklasztos rétegsor törmelékes alkotóinak vizsgálata a fenti kritériumokat szemelköt tartva, csiszolatonként 400–500 (esetenként 700) szemcsét leszámllálva történt. A sáv-számlálásos módszer biztosítja, hogy a szemcseeloszlás Poisson jellegű lesz, tehát a relatív hiba egyenlő  $1/\sqrt{n}$ . A kiértékelés relatív hibája csak 400–500 szemcse leszámllálása esetén lesz kevesebb, mint 5 %.

### Nehézásvány-analízis

A felaprított homokkő mintákat forró desztillált vizes átmosás után, a karbonátcement eltávolítása céljából, 10 %-os, forró sósavval oldottam. A 0,063–0,250 mm közötti frakciót bromoformmal szeparáltam. Minden egyes szeparátumban 200–300 átlátszó szemcsét számoltam le.

### A törmelékes spinellek geokémiai vizsgálata

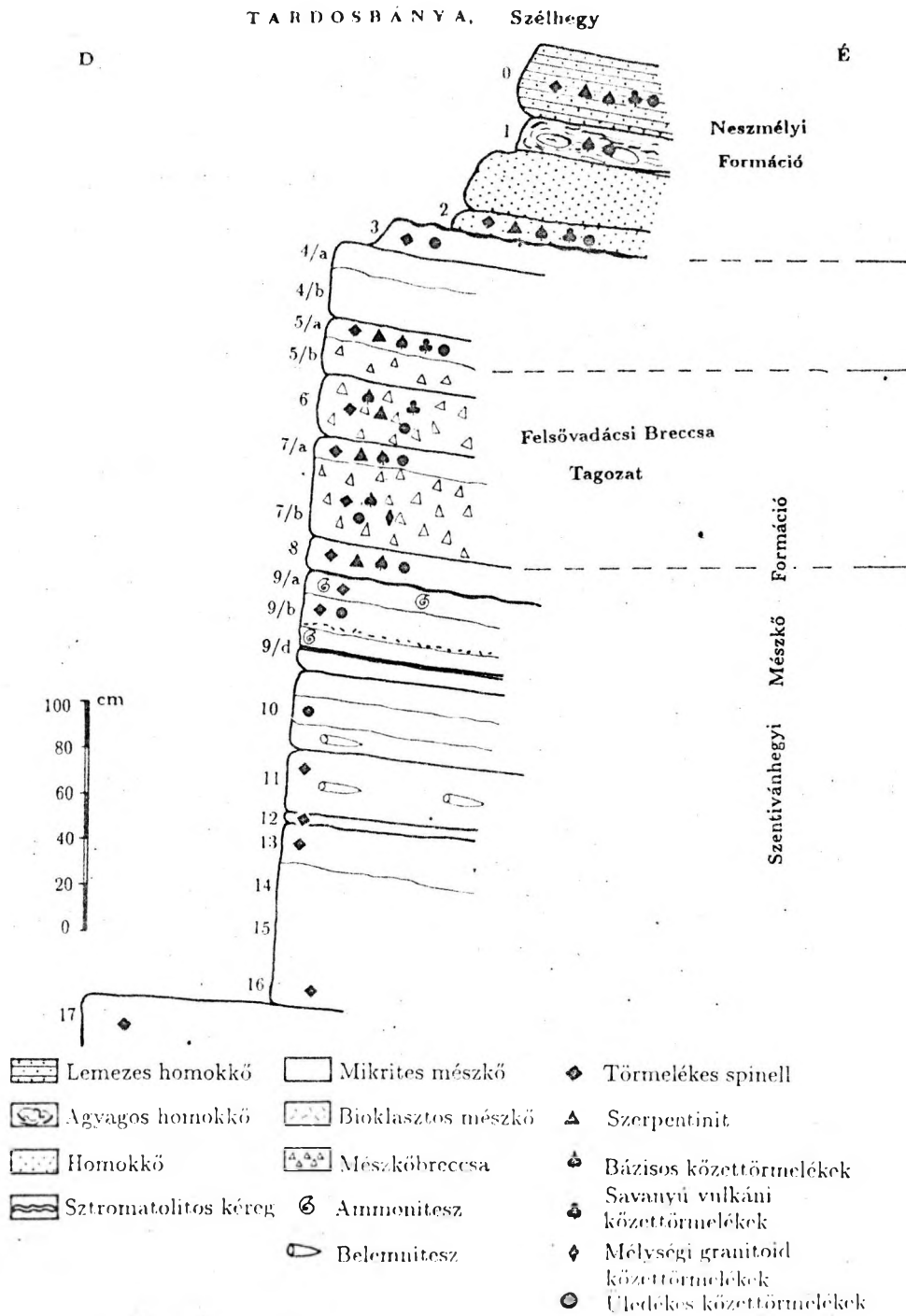
A homokkő és aleurolit minták szeparálása a nehézásvány vizsgálatoknál megszokott módon történt. Valamennyi nehézásvány frakciót kétkomponensű epoxi műgyantába ágyaztam be. Több mint 500 mikroszonda elemzés készült a geressei törmelékes összlet különböző formációiból, valamint a Vértes előtér apti-albai képződmenyeiből.

A spinellek elemzése a bécsi egyetem (Universität Wien) Geológiai, ill. Petrológiai Tanszékén készült.

A főelemek vizsgálata (Cr, Al, Fe, Mg) EDS, a nyomelemeké (Ti, Mn) pedig ARL-SEM Q WDS összekapcsolt rendszerű mikroszondán, 15 KV gyorsító feszültségen, standard korrekciós program (ZAF) felhasználásával történt 1990 és 1992-ben. A  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  kiszámítása a Droop-képlettel történt (DROOP, 1987).

calpionellás mészkőben (Szentivánhegyi Mészkő Formáció) és a törmelékes üledékciklus bázisrétegeiben (Tardosbánya szélhegyi (2. ábra), törökösbükki (3. ábra), Szomod lőtéri (4. ábra), Tardosbánya Tb-2 fúrás 115,7–110,0 m közötti szelvények) előforduló vulkáni kvarcsejcsék és a közettörmelékek alapján a forrásterületen savanyú vulkáni működés tételezhető fel, vagy a vulkáni eredetű kvarcok idősebb, savanyú vulkanitok áthalmozódásából származhatnak.

A földpát mennyisége a plagioklász–ortoklász–mikroclin–pertites ortoklász irányban csökken. Polarizációs mikroszkóppal savanyú, neutrális és bázisos plagioklász egyaránt elkülöníthető a geressei mintákban. Utóbbiak az üledékben megőrződött méretük alapján nem szenvedtek hosszú szállítást, a medence közel lehetett a forrásterülethez.



2. ábra. A tardosbányai Szélhegy rétegsora (CSÁSZÁR, nem publikált adatok) és törmelékes alkotóinak eloszlása. Az ábrán feltüntetett számok a minták helyét jelölik.

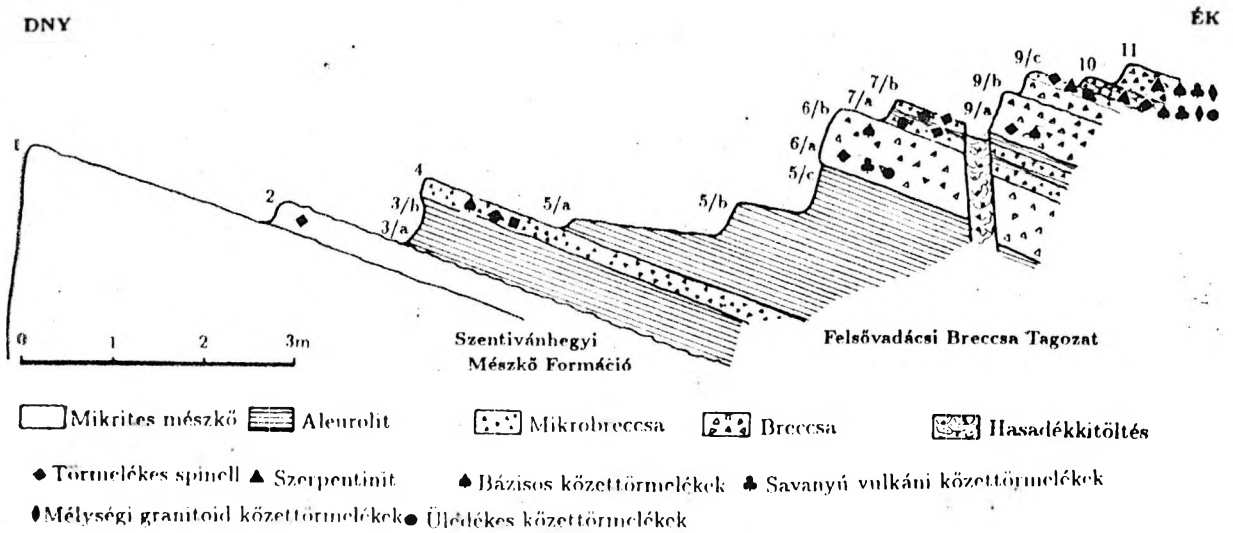
Fig. 2. Lithological section (after CSÁSZÁR, unpublished data) and detrital framework of the Szél Hill, Tardosbánya. The numbers are indicated the location of the samples.

### Közzettörmelékek

A gerecsei kréta üledékek közzettörmelégeinek vizsgálata ezideig háttérbe szorult. FÜLÖP (1958) a berseki rétegsor alsó részét feltáró póckötetői, felsővadácsi és szélhegyi szelvényekben dachsteini és júra mészkő, tüzkkő,

diabáz, valamint magmás és metamorf kőzetekre utaló ásványtörmelégeket dokumentált. Ugyancsak az említett szerző szerint a Berseki Márga homokkő közbe-településeinek és a Homokkő Rétegsopornak (Lábatlani Homokkő Formáció) a terrigén anyagát a kvarc > „színes elegyrészek” > földpát adják. A Kőszörűkőbányai Konglomerátum kavicsanyagában a júra tüzkkő, bioklasztos

## TÖRÖKÖSBÜKK



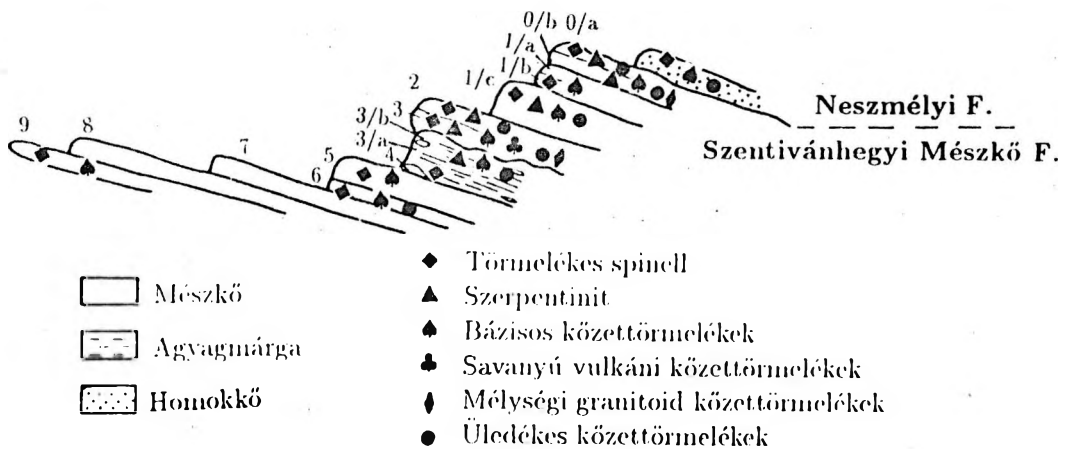
3. ábra. A törökösbükki feltárás júra és alsókréta rétegsorának szelvénye (CSÁSZÁR, nem publikált adatok) és a törmelékes alkotók eloszlása. Az ábrán feltüntetett számok a minták helyét jelölik.

Fig. 3. Lithological section (after CSÁSZÁR, unpublished data) and detrital framework of the Törökösbükki (Jurassic-Lower Cretaceous). The numbers are indicated the location of the samples.

## SZOMÓD, TŰZKŐHEGY

## 1. Szelvény

M=1:20



4. ábra. A szomódi lőtér feltárásának rétegsora (CSÁSZÁR, nem publikált adatok) és törmelékes alkotóinak eloszlása. Az ábrán feltüntetett számok a minták helyét jelölik.

Fig. 4. Lithological section (after CSÁSZÁR, unpublished data) and framework of the outcrop nearby Szomód village. The numbers are indicated the location of the samples.

mészke és permiai kvarchomokkő dominál. VASKÓ-DÁVID (1988) a berseki rétegsorban a krómspinellek mellett előforduló szerpentinit és diabáz törmelékek forrásanyagát - a mai földrajzi pozíciókból kiindulva - a Szepes-Gömöri

Ércegségben, Tiba község határában kibukkanó mállott szerpentinitömbben kereste.



*Ofiolit komplexumból származó törmelékek*

A berseki üledékgyűjtő medence bázisrétegeiben (2-4. ábra) a nem pszeudomorf, összefogazódó szemcsés szövétű szerpentinitek jellemzőek. A Berseki Márga turbidites homokkő közbetelepüléseiben, a Lábatlani Homokkőben és a Neszmélyi Formációban az összefogazódó szemcsés és az egymásbahatoló szemcsés szövétű szerpentinitek dominálnak (NAGY, szóbeli közlés). Utóbbi formációban elsórtan alacsony fokú zöldpala fáciesre jellemző p, T között képződött basztit (MOODY, 1976) is előfordul. A Kőszörűkőbányai Konglomerátum alsó részzeit feltáró Lábatlan Lb-36 fúrás mintáiban gyakoribbak a pszeudomorf un. „homokóra” szövétű a hálós szövétű szerpentinít és basztit szemcsék.

A (0,1)-0,5-1,5-2,0 mm méretű bázisos közettörmelékek elsórsorban a szövétű bélyegek, másodsorban a plagioklász optikai tulajdonságai alapján azonosíthatók. Az eredeti kőzet színes elegyrészei teljesen elváltak, kloritosodtak, limonitosodtak, ill. hematitosodtak. A plagioklászlecek albitosodtak, enyhén kloritosodtak, ritkán karbonátosodtak.

Az elsórtan megjelenő, 0,4-0,6 mm méretű, szubvulkáni régióban keletkező gabbrótörmelékben a plagioklász albitosodott, a kőzet színes szilikátásványai kloritosodtak, limonitosodtak (ÁRGYELÁN, 1989, 4. ábra). Ritkán saussuritesedés hatására képződő klinozoitit is megfigyelhető a törmelékszemesékben.

A 0,3-0,8 mm méretű, intergranuláris szövétű törmelékek a Berseki Márga homokkő közbetelepüléseiben gyakoriak, a Lábatlani Homokkőben, a Kőszörűkőbányai Konglomerátumban és a Neszmélyi Homokkőben ritkábbak. A kőzet vázát egymással nem érintkező plagioklászok alkotják, a köztes térben eredetileg elhelyezkedő augit, olivin, opak ásványok limonitosodtak, kloritosodtak. Szerencsés esetben a törmeléken belül megőrződhet a lepusztult kőzet színes elegyrészeinek, például az olivinnak reliktauma is. Az intergranuláris szövétűtípus bázisos szubvulkáni, néha mélységi kőzetekre (doleritre, ritkán gabbróra) jellemző.

A 0,2-0,4 mm méretű, kissé kerekített, interszertális szövétű törmelékben az egymással érintkező, vázalkotó plagioklászok közötti térben lévő kőzetüveg vagy másodlagos ásványok (szerpentinít, limonit) kloritosodtak, vagy teljes mértékben limonitosodtak. A tenger alatti hidrotermális metamorfózis hatására zeolitosodott, kovásodott fragmentumok feltehetően párnaláva (pillow) belsejéből származó bazalttörmelékek. Az átalakulás mértéke főként a kiindulási kőzet párnalávan belüli helyzetétől és a tengervízzel való érintkezésének mértékétől függ.

A párnalávákban és a telérekben, lávapadokban a kőzetek szövete az üveges alapanyagban elhelyezkedő sferulitostól a durvább variolitost, a doleritek-re-gabbrókra jellemző szubofitos-ofitos típuson keresztül fokozatosan megy át az interszertális-intergranuláris típusba. A vizsgált anyagban mindezek a szövétűtípusok megtalálhatók, amelyek valószínűleg párnaláva (vagy telér) különböző részeiből származnak.

Szintén ofiolit-sorozatbeli kőzetekből származhat a vázkristályos, kloritosodott bázisos kőzetüveg, valamint a bazaltok hólyagüregeiben kiváló sugaras, mozaikos szerkezetű klorit.

Az epidotot, klinozoitot, albitot tartalmazó, rendkívül ritkán előforduló kőzetdarabok (Neszmélyi Formáció, ÁRGYELÁN, 1989) és a törmelékes aktinolit/tremolit a fent említett ofiolit komplexum zöldpala fáciesű képződményének lepusztulásából származhatnak.

*Mélységi neutrális és savanyú törmelékek*

A diorit holokristályos szövétű kőzettörmelékait földpát, agyagásványosodott, andezin-oligoklász összetételű plagioklász és az eredeti kőzet színes szilikátásványainak (hornblende, piroxén) kloritosodottmaradványai alkotják. Az alapanyag Fe-gazdag klorittá, helyenként limonittá alakult. Az ide sorolható kőzetfragmentumok a Tardosbánya Tb-2 fúrásban és a törökösbükki szelvény (3. ábra) calcionellás mészkőrétegeiben gyakoriak, a Berseki Márga turbidites homokkő közbetelepüléseinek felsőbb szintjeiből és a Lábatlani Homokkőből hiányoznak.

A tonalit fragmentumok szubvulkáni régióból lepusztult, uralkodóan savanyú plagioklász porfirok, alárendelten egyenes és unduláló kioltású kvarcszemcsék, valamint járulékos ásványok (csillám, ilmenit) alkotta közettörmelékek. Az eredeti kőzet színes elegyrészeinek mállásával különböző, eltérő összetételű Fe-Mg kloritok keletkeztek.

A kvarc- és ortoklászmentes, oligoklászporfirok alkotta, részben utólagosan karbonátosodott, alárendelten kloritosodott, egyes esetekben a 2,0 mm-t is meghaladó méretű tonalit-törmelék eredete kérdéses. Ezek származhatnak az ofiolitok réteges komplexumához kapcsolódó, általában teléreként megjelenő plagiogranit-oligoklászit (trondhjemit) differenciátumokból is. Ezek a fragmentumok a gerecesei üledékciklus bázisrétegeiben fordulnak elő, a Lábatlani Homokkőből és a Neszmélyi Formációból hiányoznak.

A legtöbb és legpontosabban azonosítható, 0,3-0,6 mm méretű gránittörmelék a berseki rétegsor alsó részének turbidites homokkő közbetelepüléseiben és a Tardosbánya Tb-2 fúrás egyes szintjeiben található. A kőzetfragmentumokat unduláló kioltású kvarc, kaolinitesedett ortoklász, enyhén kloritosodott andezin-oligoklász összetételű plagioklász alkotja. Az eredeti kőzet színes ásványai kloritosodtak, limonitosodtak, a földpátok helyenként kalcitosodtak. Az frásgránitos szövétű, eutektikus összetételű kvarc és ortoklász orientált összenövésével keletkező kőzetek a gránit-monzonit sorozat tagjai. Az andezin-oligoklász összetételű plagioklászok, a pertites ortoklász és mikroklin, az unduláló kioltású és polikristályos kvarctörmelékek szintén gránitos-granodioritos lepusztulási terület jelzői.

*Savanyú kiömlési vulkáni törmelékek*

A titon-berriási calcionellás mészkőben és a Neszmélyi Formációban (Tardosbánya Tb-2 fúrás) megjelenő

savanyú vulkáni törmelékek üveges vagy kriptokristályos alapanyagban andezin-oligoklász összetételű plagioklászporfirokat tartalmazó, dácit-riolit kőzetek fragmentumai.

Savanyú kiömlési kőzetekből származnak a közettörmelékekkel azonos szintben előforduló vulkáni eredetű kvarc szemcsék is. A savanyú fragmentumok mennyisége az üledékképződés során fokozatosan csökken, a szögletes monokristályos és polikristályos kvarc mennyiségének növekedésével (5-7. ábra).

A geressei sziliciklasztos üledékciklus bázisrétegeiben domináló neutrális és savanyú mélységi, ill. dácitos-riolitos vulkáni kiömlési törmelékek, a vulkáni eredetű kvarc, andezites-riolitos vulkáni szigetív működését bizonyítják a lepusztulási területen. Az erózió elérhette az

ív mélyebb gyökérrégióit is, gránitos-granodioritos törmelékeket szolgáltatva a lehordási területhez közel eső üledékes medencékbe.

### Metamorf és üledékes közettörmelékek

A vulkáni eredetű fragmentumokhoz és a polikristályos kvarc szemcsékhez (l. 5-7. ábra) viszonyítva alárendelt mennyiségben előforduló metamorf közettörmelékeket fillit, agyagpala, metahomokkő és kvarcit, az üledékes törmelékeket – mennyiségileg csökkenő sorrendben – kova, homokkő, radiolarit és mészkő alkotják, melyek az áttolódott, felgyűrt öv kontinentális kéregrészeiből erodálódhattak és szállítottak a medencébe.

Mintaszám	F-Qm-L			F-Qt-L			Lv-Qp-Ls			P-Qm-K		
	F %	Qm %	Lt %	F %	Qt %	L %	Lv %	Qp %	Ls %	P %	Qm %	K %
L-46	3.7	43.6	52.7	2.9	73.3	23.8	19.4	62.3	18.3	1.8	92.1	6.1
L-67	5.9	25.1	69.1	5.9	67.9	26.3	19.0	62.0	19.0	7.2	81.0	11.8
L-84	4.8	34.7	60.5	4.8	74.0	21.2	12.4	64.9	22.7	9.1	87.8	3.0
L-87	5.1	35.7	59.3	5.1	72.9	22.0	14.8	62.8	22.4	6.2	87.6	6.2
L-94	2.8	35.9	61.2	2.8	76.4	20.8	13.5	66.0	20.5	3.0	92.7	4.3
D-45	4.7	15.2	80.1	4.7	32.6	62.8	66.2	21.7	12.2	8.8	76.5	14.7
D-65	10.0	20.0	70.0	10.0	37.3	52.7	65.9	24.7	9.3	6.4	66.7	26.9
D-74	4.3	10.2	85.5	4.3	30.4	65.3	64.7	23.6	11.7	20.3	70.3	9.4
D-87	4.3	8.0	87.7	4.2	27.4	68.4	74.4	20.5	5.1	14.3	81.0	4.8
E-6	9.2	14.0	76.8	9.2	26.6	64.2	78.6	16.4	5.0	22.3	60.2	17.5
E-34	4.7	15.0	80.4	4.7	34.4	60.9	64.2	24.2	11.7	5.7	76.1	18.2
E-48	8.4	10.5	81.1	8.4	31.7	59.9	67.4	26.2	6.5	8.9	55.7	35.4
E-61	7.4	20.3	72.3	9.3	41.1	49.6	68.3	24.0	7.7	9.3	73.2	17.5
E-100	7.0	23.0	70.0	7.0	41.2	51.8	58.9	26.0	15.1	10.0	76.7	13.3
E-112	6.3	17.8	75.9	6.3	40.9	52.8	55.1	30.5	14.5	11.7	73.8	14.6

2. táblázat. A törmelékes alkotók százalékos eloszlása a Berseki Márga Formáció turbidites homokkő közbetelepüléseiben és a Lábatlani Homokkő Formációban, Bersek hegy. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K lásd 1. táblázat. A minták rétegtani helyét az 5. ábra szemlélteti.

Table 2. Mean framework modes of Bersek Marl Formation (turbiditic intercalations) and Lábatlan Sandstone Formation, Bersek quarry. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K see in Table 1. The stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 5.

### A törmelékes alkotók eloszlása

A Dickinson módszert és a sáv-számlálásos technikát alkalmazva három, a képződményeket nagy vastagságban feltáró rétegsor kimérésére került sor. A törmelékes szemcseanalízis eredményeit a 2-4. táblázat és a 8. ábra szemlélteti.

A törmelékes alkotók eloszlása alapján a vizsgált geressei öszlet homokkövei kvarcgazdag közettörmelékes homokkövek (Lábatlani homokkő), ill. közettörmelékes homokkövek (Berseki Márga homokkő közbetelepülései, Kőszőrükőbányai Konglomerátum homokkő rétegei, Neszmélyi Formáció a litofáciése).

A Bersek bánya mintáinak rétegtani helyzetét és összetételét vizsgálva (5. ábra, 8. ábra, 2. táblázat) figyelemre méltó következtetésre juthatunk: a Berseki Márga (E és D minták) leülepedését követő üledékszámlás (slump) feltehetően több méter vastagságú üledéket pusztított le, így a két, eltérő összetételű rétegsor (5.

ábra) közötti átmenet ma már nem nyomon követhető, feltehetően, hogy a lepusztulási terület folyamatosan tolódott el az óceáni kézegtől a kontinentális felé (ÁRGYELÁN, 1993). A rétegsorban elkülönített kvarcgazdag közettörmelékes homokkövek, ill. közettörmelékes homokkövek a FOGARASI (1993) által, a szemcseméret és a belső üledékes szerkezet alapján leírt laminált és gradált homokkövekkel azonosíthatók.

A polikristályos kvarc és kovatórmelékekben gazdag, a Lábatlani Homokkő és a Kőszőrükőbányai Konglomerátum közötti átmeneti képződményt feltáró Lábatlan Lb-36 fúrás (6. és 8. ábra) homokkő mintái a Qp-Lv-Ls diagramon a „szubdukciós komplexum” és a „kevert orogén eredetű homok/homokkövek” mezejére esnek (ÁRGYELÁN, 1991).

A Neszmélyi Formációban a Qt-F-L és Qp-Lv-Ls diagramokon (8. ábra) a vastag nyíl irányában határozott

Mintaszám	F-Qt-L			Lv-Qp-Ls			F-Qm-Lt			P-Qm-K		
	F%	Qt%	L%	Lv%	Qp%	Ls%	F%	Qm%	Lt%	P%	Qm%	K%
16.	4.8	74.0	21.2	15.7	61.1	23.1	4.8	40.7	54.5	0.5	89.5	9.9
19.	7.4	66.5	26.1	22.2	61.2	16.6	7.4	25.3	67.2	2.3	77.3	20.5
27.	1.6	53.8	44.6	39.1	43.1	17.8	1.6	19.9	78.5	0.0	92.6	7.4
31.	2.7	55.8	41.5	30.7	45.9	23.5	2.7	20.7	76.7	0.9	88.6	10.5
33.	1.6	49.6	48.8	37.8	36.4	25.8	1.6	21.6	76.8	0.8	93.1	6.1
34.	2.3	61.4	36.3	28.2	54.0	17.8	2.3	18.9	78.9	0.0	89.3	10.7
38.	1.9	56.4	41.6	34.9	46.9	18.2	1.9	19.6	78.5	1.1	91.0	7.9
42.	2.9	57.8	39.3	28.7	46.8	24.5	2.9	23.3	73.8	1.9	88.8	9.3
46.	4.9	50.4	44.7	32.7	41.3	26.0	4.9	18.9	76.2	0.0	79.5	20.5
49.	1.5	48.8	49.7	37.5	37.7	24.7	1.5	18.7	79.8	2.3	92.4	5.3
51.	1.9	48.1	49.9	35.9	37.2	26.9	1.9	18.5	79.5	1.5	90.5	8.0
55.	2.8	55.2	42.1	32.2	39.7	28.2	2.8	27.5	69.7	1.0	90.9	8.2
58.	3.4	49.7	46.9	35.6	36.7	27.6	3.4	22.5	74.1	0.9	86.8	12.3
62.	2.9	57.5	39.6	36.2	41.0	22.9	2.9	30.0	67.1	3.8	91.1	5.1
64.	5.7	48.8	45.5	31.3	35.0	33.7	5.7	24.3	70.0	5.3	81.0	13.7
68.	2.7	57.9	39.4	30.7	44.8	24.5	2.7	25.8	71.5	2.1	90.5	7.4
71.	3.2	60.7	36.0	25.9	49.3	24.8	3.2	25.7	71.1	2.8	88.8	8.4
75.	6.8	65.4	27.8	21.1	57.9	21.1	6.8	27.2	66.0	6.2	80.0	13.8
80.	3.3	62.7	34.0	33.7	52.8	13.4	3.3	24.6	72.0	1.3	88.1	10.7

3. táblázat. A törmelékes alkotók százalékos eloszlása a Lábatlan Lb-36 fúrásban. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K lásd 1. táblázat. A minták rétegtani helyét a 6. ábra szemlélteti.

Table 3. Mean framework modes of the borehole Lábatlan Lb-36. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K see in Table 1. The stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 6.

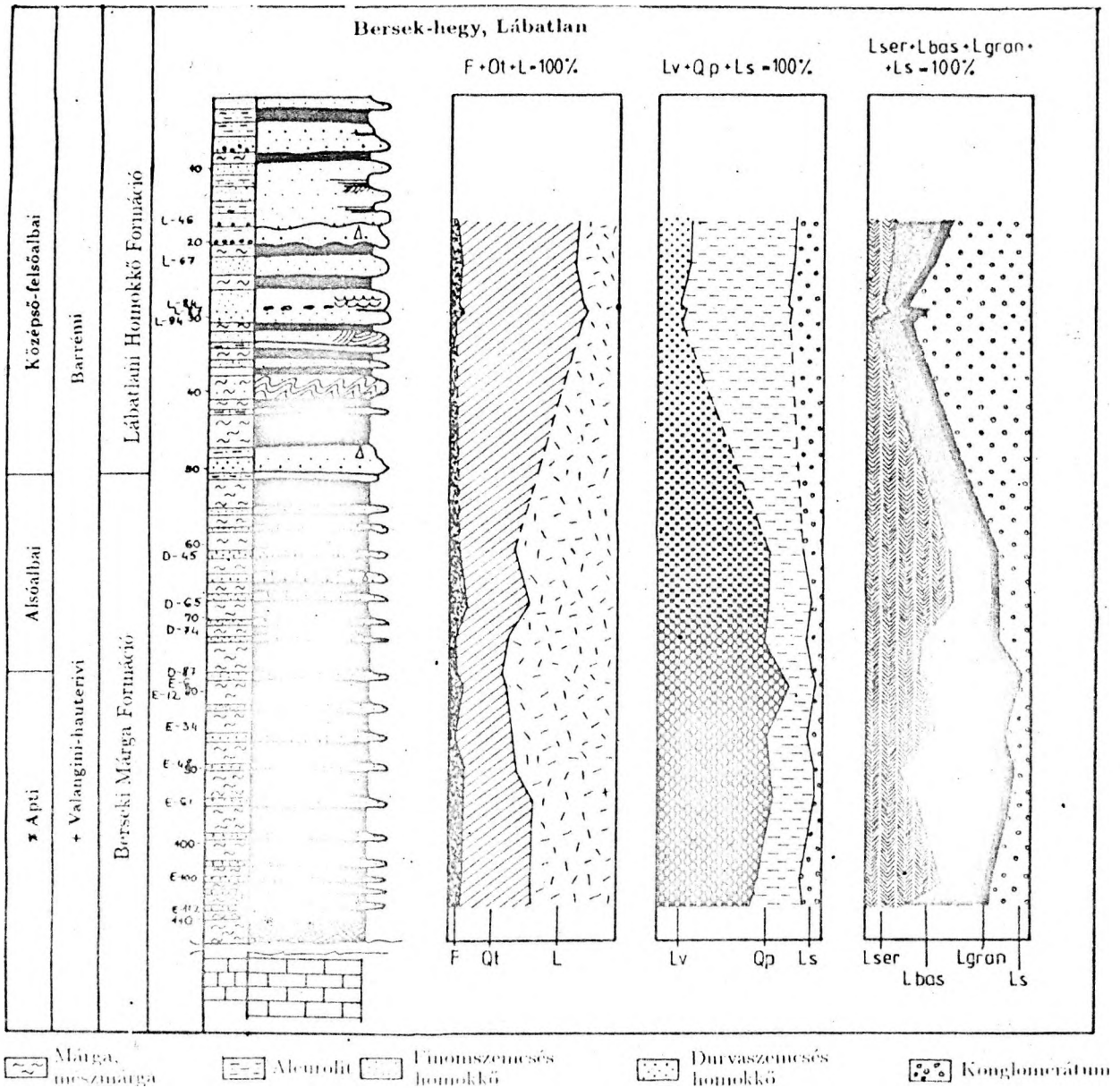
Mintaszám	F-Qt-L			Lv-Qp-Ls			F-Qm-Lt			P-Qm-K		
	F%	Qt%	L%	Lv%	Qp%	Ls%	F%	Qm%	Lt%	P%	Qm%	K%
1. 27.2m	0.1	92.3	7.6	0.5	88.2	11.4	0.1	35.5	64.3	0.4	99.6	0.0
2. 51.0	0.0	77.2	22.8	2.3	67.0	30.7	0.0	30.9	69.1	0.0	100.0	0.0
3. 52.0	0.0	82.3	17.7	0.0	66.7	33.3	0.0	47.0	53.0	0.0	100.0	0.0
8. 59.0	0.2	73.4	26.4	1.7	55.9	42.4	0.2	40.4	59.3	0.3	99.4	0.3
16. 69.0	2.2	78.1	19.7	1.3	61.9	36.9	2.2	46.1	51.8	1.4	95.5	3.2
24. 80.0	0.2	51.9	47.9	1.4	28.2	70.4	0.2	33.1	66.7	0.6	99.4	0.0
25. 81.0	0.6	66.1	33.3	0.2	49.1	50.7	0.6	34.0	65.4	1.0	98.3	0.7
26. 83.0	0.0	34.9	65.1	0.6	31.6	67.8	0.0	4.8	95.2	0.0	100.0	0.0
33. 90.0	0.0	55.4	44.6	0.0	42.9	57.1	0.0	21.9	78.1	0.0	100.0	0.0
38. 97.0	3.5	85.8	10.8	0.0	74.2	25.8	3.5	54.7	41.8	1.1	94.0	4.9
46. 112.0	2.7	81.2	16.1	0.6	71.2	28.2	2.7	41.4	55.9	1.6	93.9	4.5
47. 141.0	2.0	54.6	43.4	1.4	27.1	71.5	2.0	38.5	59.5	1.4	95.0	3.5
57. 194.0	2.0	77.3	20.7	0.4	60.9	38.7	2.0	45.0	52.9	0.0	95.7	4.3
68. 271.0	6.0	72.3	21.6	3.3	56.6	40.1	6.0	44.1	49.9	2.2	88.0	9.8
71. 275.0	2.8	55.9	41.3	40.5	28.3	31.2	2.8	39.6	57.6	3.5	93.4	3.0
74. 285.0	4.2	71.4	24.4	7.3	56.5	36.3	4.2	39.8	56.0	2.1	90.4	7.5
81. 307.0	7.3	70.5	22.2	1.7	54.4	43.9	9.2	29.7	61.1	3.9	76.3	19.7
95. 341.0	4.1	68.9	27.0	10.9	55.4	33.7	4.1	35.2	60.7	1.7	89.6	8.7
97. 375.0	4.1	42.8	53.0	39.2	28.6	32.3	4.1	21.6	74.3	0.8	84.0	15.3
98. 380.0	3.3	38.6	58.1	37.0	31.2	31.8	3.3	12.3	84.4	3.3	78.7	18.0
106. 401.0	19.4	31.2	49.4	53.8	21.5	24.7	19.4	17.6	63.0	7.9	47.6	44.5
116. 420.0	13.2	50.1	36.8	33.5	35.4	31.0	13.2	29.9	56.9	9.2	69.5	21.3
119. 423.0	5.1	43.4	51.5	15.7	66.7	17.6	4.8	19.0	76.2	6.7	80.0	13.3

4. táblázat. A törmelékes alkotók százalékos eloszlása a Neszmélyi Formációban, Neszmély N-4 fúrás. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K lásd 1. táblázat. A minták rétegtani helyét a 7. ábra szemlélteti.

Table 4. Mean framework modes of the borehole Lábatlan Lb-36. F, Qm, Lt, F, Qt, L, Lv, Qp, Ls, P, Qm, K see in Table 1. The stratigraphic position of the samples are indicated in Fig. 7.

petrológiai fejlődés rajzolódik ki (ÁRGYELÁN, 1989): a rétegsorban felfelé haladva (7. ábra) az óceáni eredetű

törmelékek mennyisége fokozatosan csökken, a kontinentális eredetű fragmentumoké növekszik (a-b litofácies, 8. ábra).



5. ábra. A Bersek hegy alsókréta rétegsorának szelvénye és törmelékes alkotóinak eloszlása (ÁRGYELÁN, 1993 nyomán). Koradatok: \* FÉLEGYHÁZY és NAGYMAROSY (1991), + FÜLÖP (1958) F: összes földpátszemese; Qt: összes kvarcsezemese; L: összes instabil kőzettörmelék; Lv: vulkáni/metavulkáni kőzettörmelékek; Qp: polikristályos kvarc (v. kalcidon); Ls: üledékes/enyhén metamorf üledékes kőzettörmelékek (l. 1. táblázat).

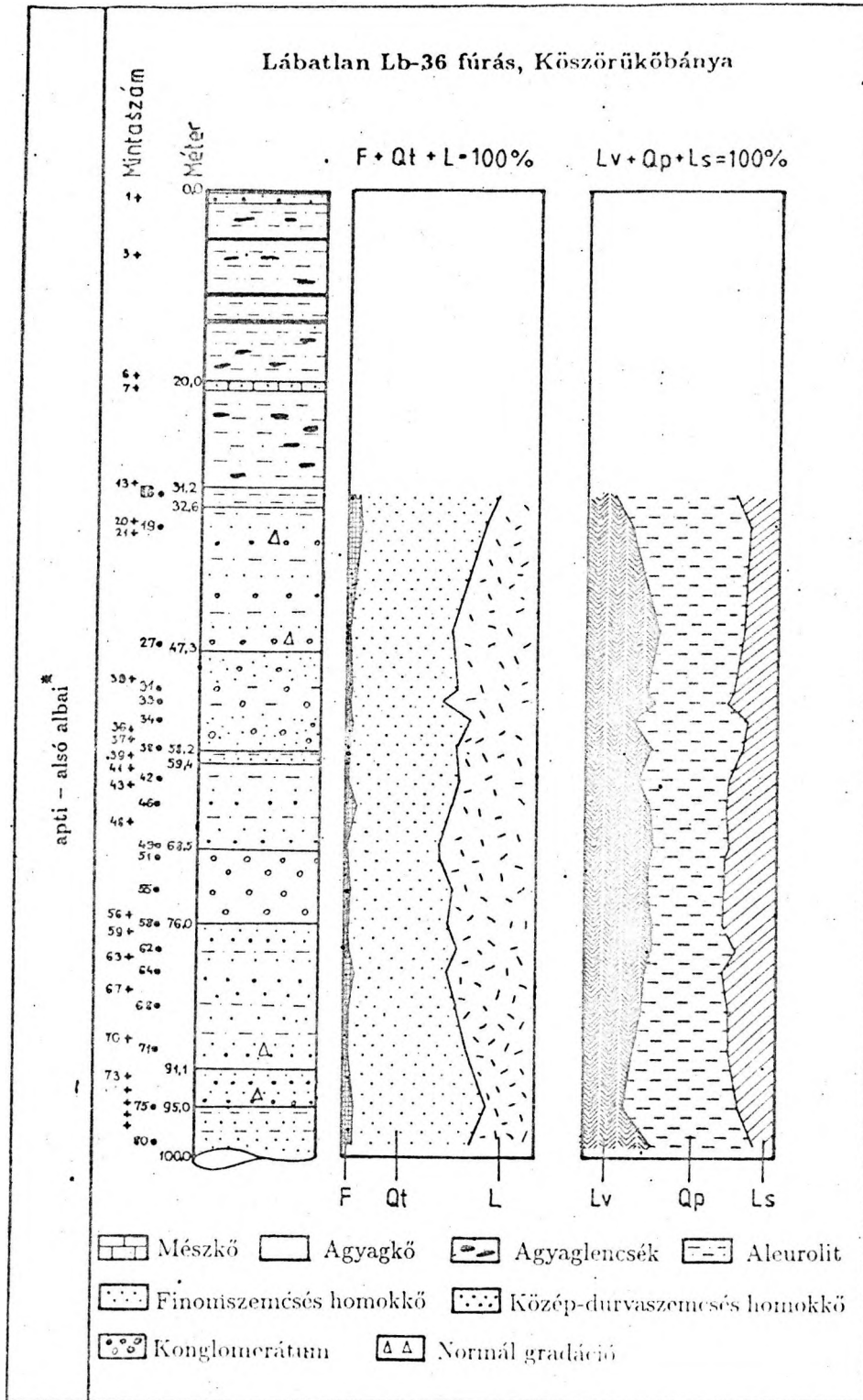
Fig. 5. Lithological section and relative abundance of the main detrital components of the Lower Cretaceous sequence of Bersek quarry (after ÁRGYELÁN, 1993). Age: \* FÉLEGYHÁZY and NAGYMAROSY (1991), + FÜLÖP (1958). F: total feldspar grains; Qt: total quartzose grains; L: total instabil lithic fragments; Lv: volcanic/metavolcanic lithic fragments; Qp: polycrystalline quartz (or chalcedony); Ls: sedimentary/metasedimentary lithic fragments (see Table 1.).

#### A homokkő összetétele és a geressei üledékes medence tektonikai helyzete

A Dickinson diagramokon az adatok elhelyezkedése látszólag ellentmondásos (8. ábra). MACK (1984) példák-  
kal igazolta, hogy a földtörténet során leülepedett homok-  
kövek törmelékes alkotói a háromszög-diagramokon

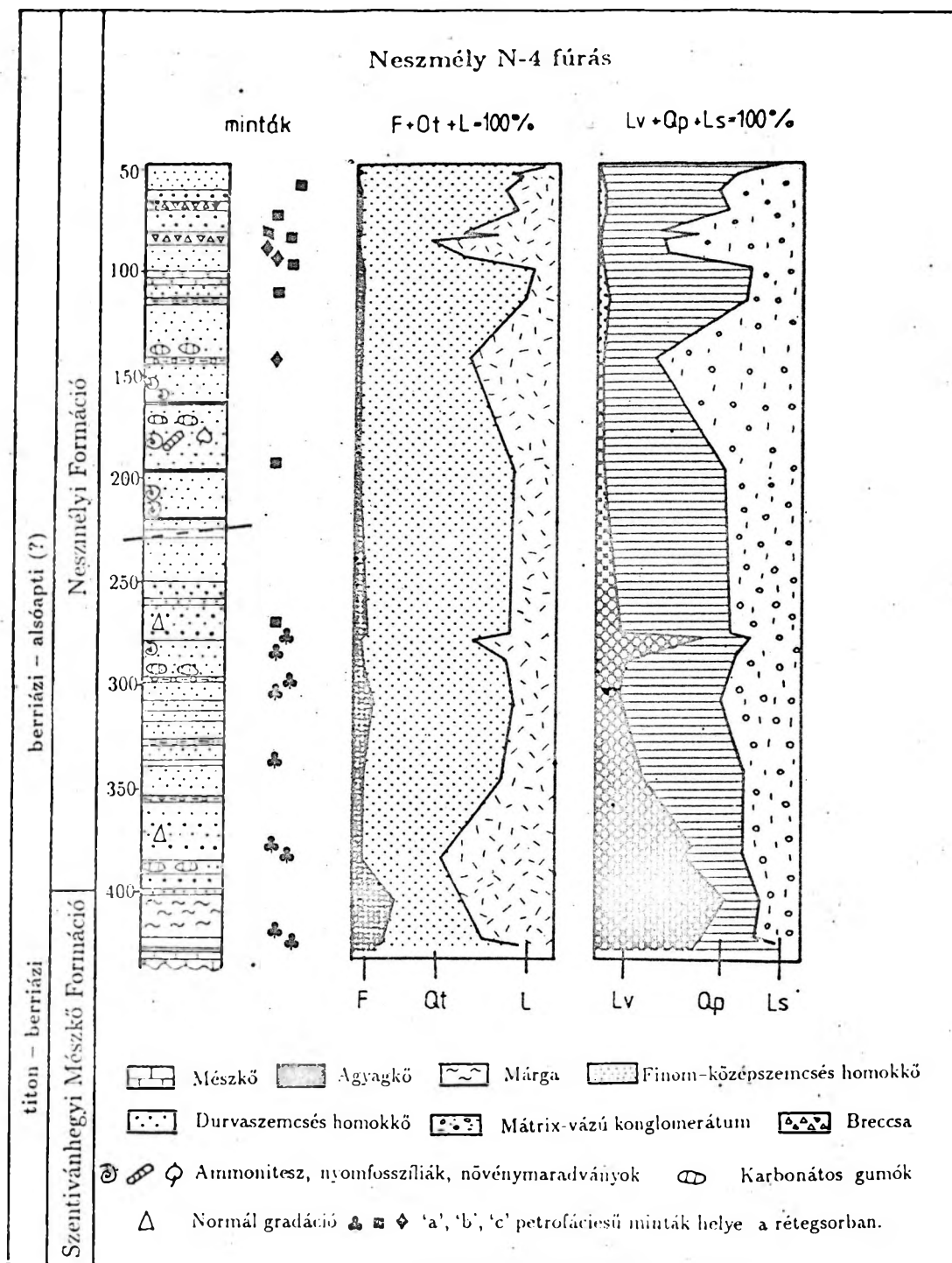
esetenként nem egyértelműen meghatározható lepusztulási  
területet rajzolnak ki.

A geressei formációk törmelékes alkotói több tar-  
tományt is lefedve a Qt-F-L és Qm-F-Lt diagramokon az  
„újra feldolgozott orogén öv”, a Qp-Lv-Ls diagramon a  
„kollíziós szutúra és gyűrt-átolódott öv”, a „szubdukciós  
komplexum”, az „orogén ív” és a „kevert orogén eredetű  
homok/homokkövek” (DICKINSON és SUCZEK, 1979)  
lepusztulási területekre esnek. Komplex történetű orogén



6. ábra. A Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozatot feltáró Lábatlan Lb-36 fúrás rétegsora és törmelékes alkotóinak eloszlása (ÁRGYELÁN (1991) módosítva). F, Qt, L, Lv, Qp, Ls lásd 1. táblázat. Koradat: \* SZTANÓ és BÁLDI-BEKE (1992), + vékonyesizsolat, ⊕ törmelékes szemeseanalízis. A jelek kombinációja átmeneti litológiát jelez.

Fig. 6. Lithological section and relative abundance of the main detrital components of the Kőszörűkőbánya Conglomerate Member in the borehole Lábatlan Lb-36 (modified after Árgyelán, 1993). F, Qt, L, Lv, Qp, Ls see Table 1. Age: \* SZTANÓ and BÁLDI-BEKE (1992), + thin section, ⊕ detrital framework grain analysis. The combination of signs indicated transitional lithology.



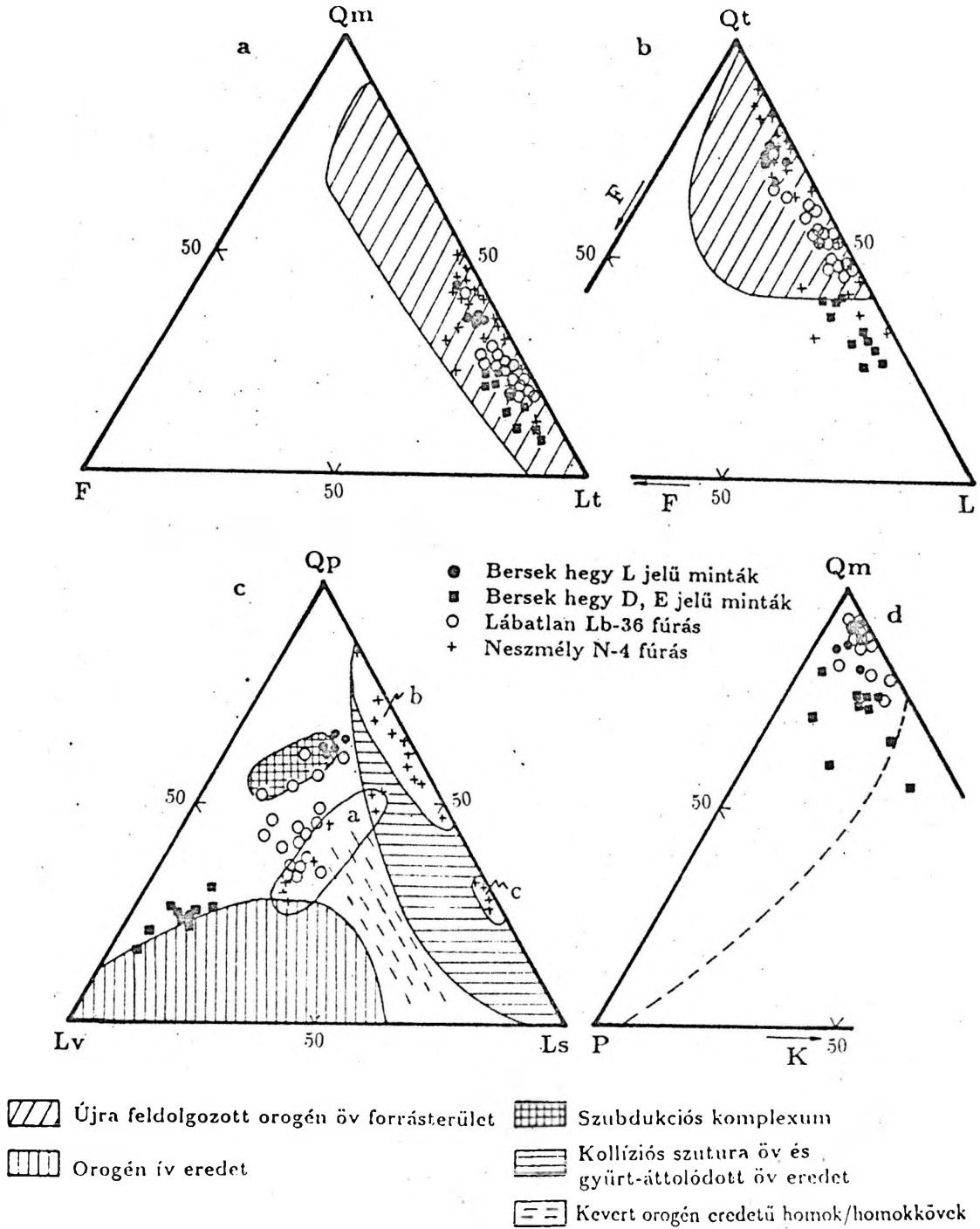
7. ábra. A Neszmélyi Formáció törmelék alkotóinak eloszlása a Neszmély N-4 fúrásban (ÁRGYELÁN, 1989 nyomán módosítva). F, Qt, L, Lv, Qp, Ls lásd 1. táblázat.

Fig. 7. Lithological section and relative abundance of the main detrital components of the Neszmély Formation in the borehole Neszmély N-4 (modified after ÁRGYELÁN, 1989). F, Qt, L, Lv, Qp, Ls see Table 1.

övön belül több lehordási terület egymással párhuzamosan is létezik, melyek kevert törmelékanyagot szolgáltatnak a környező üledékes medencékbe.

A Qp-Lv-Ls diagramon (8. ábra) az Lv pólus felé eltolódó adatok látszólag ellentmondanak az orogén lehordási területről való anyagszármazásnak. Az eltolódás

oka: a minták nagy szerpentinit- és klorittartalma, melyek ultrabázisos, bázisos kiindulási kőzetekhez kapcsolódnak. A mélységi intermedier és savanyú, ill. savanyú kiömlési törmelékek csekély mennyisége is az „orogén ív” forrásterület alárendelt szerepére utal.



8. ábra. A vizsgált képződmények törmelékes szemcséinek eloszlása az a. Qt-F-L; b. Qm-F-Lt; c. Qp-Lv-Ls; d. Qm-P-K Dickinson digramokon (DICKINSON és SUCZEK, 1979; DICKINSON, 1985) nyomán.

Fig. 8. Triangular plots of mean framework modes of the studied formation on Dickinson diagrams a. Qt-F-L; b. Qm-F-Lt; c. Qp-Lv-Ls; d. Qm-P-K (after DICKINSON and SUCZEK, 1979; DICKINSON, 1985).

A basztittörmelékek jelenléte és a klinopiroxén rendkívül kis százaléka, uralkodóan harzburgitos összetételű, köpenyeredetű kőzetet tükröz, melyet a Cr-gazdag spinellek is alátámasztanak. Hasonló törmelékeket említ ARAI és OKADA (1991) a Japán szigetív szerpentinít törmelékes

homokkő és konglomerátum üledékeinek paleogeográfiai vizsgálatánál, ahol az ofiolit komplexum egyértelműen bizonyítható a lepusztulási területen.

A törmelékes szemcséanalízis alapján megállapítható, hogy a gerecsei üledékgyűjtőben lerakódott üledéksor

különböző lepusztulási területekről származó törmelékanyag kombinációja, melyet többlázisú kollíziós folyamat hozott létre. A törmelékanyag különlegességét az ofiolit sorozatból származó, rendkívül magas szerpentinit-tartalom, a változatos bázisos fragmentumok, a kovatörmelékek, és a rétegsor bázisrétegeiben előforduló, mészalkáli vulkanizmus nyomait őrző granitoid és savanyú vulkáni kiömlési fragmentumok adják. A törmelékek óceáni szigetfőről, óceáni szuturazónához kapcsolódó ofiolitokból, mélytengeri rétegekből, és kontinentális kéregrészekből álló áttolódott, felgyűrt övből származnak. A törmelékes alkotók eloszlása alapján kizárható a gerecei üledékes medence mélytengeri árok, ív előtti és

mögötti helyzete. A jura karbonátos rétegsorra folyamatosan települő K-gerecei törmelékes üledékek kontinentális kérgen kialakuló medencében rakódtak le. A flis medence kialakulása óceáni szigetfő-kontinens kollízióhoz köthető.

Hasonló mechanizmusú recens analógia irodalomból nem ismert, ezért a Dickinson diagramokon a törmelékes komponensek nem egyértelműen besorolható összetételi mezőket jelölnek.

A Dickinson diagramok megalkotói nem találtak olyan irodalmi példát, melyben a törmelékes szerpentinit a gerecei mintákhoz (Neszmélyi Formáció a litofaciése, Berseki Márga D, E minták) hasonló százalékban fordulna elő (DICKINSON és SUCZEK, 1979).

Formáció	spinell	turmalin	cirkon	rutil	gránát	apatit	epidot csoport	amfibol	titanit	staurolit	cianit	egyéb	mintaszám
Berseki Márga Formáció	82.5 (75-90)	2.0 (0-3)	1.0 (0-4)	1.0 (0-3)	3.5 (0-7)	0	1.8 (0-6)	2.0 (0-6)	0	2.0 (0-8)	2.1 (0-6)	2.1	9
Lábatlani Homokkő Formáció	78.5 (47-85)	2.2 (0-7)	2.6 (0-6)	1.0 (0-2)	3.2 (0-6)	0	2.1 (0-10)	1.0 (0-3)	0	2.5 (0-9)	3.5 (0-7)	3.2	9
Köszörűkőbányai Konglomerátum T.	93.9 (89-98)	0.7 (0-2)	0.5 (0-1)	0.3 (0-0.5)	0.5 (0-1)	0	0.5 (0-1)	0.8 (0-3)	+ (0-1)	0.2 (0-1)	2.0 (0-7)	0.6	9
Neszmélyi Formáció	79.5 (30-96)	3.1 (0-10)	4.7 (0-24)	1.0 (0-5)	3.1 (0-14)	0.2 (0-3)	+ (0-0.5)	0.1 (0-1)	0	0	2.4 (0-14)	5.9 (0-18)	22
Vértessomlói Aleurolit Formáció	57 (1-92)	2.6 (1-5)	2.9 (0.5-8)	0.7 (0-1)	6.8 (0.5-29)	1.2 (0-5)	11.6 (0.5-29)	9.9 (1-33)	0.4 (0-1)	3.4 (0.5-12)	2.8 (0.5-7)	0.7 (0-2)	7

+ Minerals in minor quantity

5. táblázat. Az átlátszó nehézasványok százalékos eloszlása a gerecei törmelékes összletben. Tanulmányozott intervallum: 0.063–0.250 mm [CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN (1994) nyomán, módosítva].

Table 5. Translucent heavy mineral distributions of the clastic sediments in the Gerecse Mountains. Studied interval: 0.063–0.250 mm [after CSÁSZÁR and ÁRGYELÁN (1994) slightly modified].

## Nhézasvány-vizsgálatok eredményei

A nehézasvány együttesre (5. táblázat) a fekete, fényes, üvegfényű, kagylós törésű, vagy szabályos, oktaéderes kristályformájú spinellek mellett az opak szemcsék (magnetit, ilmenit, hematit, limonit) és egyes rétegekben a pirit uralma jellemző. Ezenkívül néhány százalékban augit, ortopiroxén (magnetit zárványokkal), metamorf ásványok: gránát, epidot, zoizit, klinozoizit, staurolit, titanit, cianit, amfibol (aktinolit/tremolit), klorit, valamint stabil ásványok: rutil, turmalin, cirkon fordulnak elő (ÁRGYELÁN, 1989; 1993; CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994).

Hasonló nehézasvány összetételt írt le VASKÓ-DÁVID (1988, 1991) a Vértessomlói Aleurolit és a Tési Agyagmárga Formációkból, elsőként felismerve a Cr-gazdag spinellek túlsúlyát a gerecei és Vértessomlói kréta törmelékes összletben.

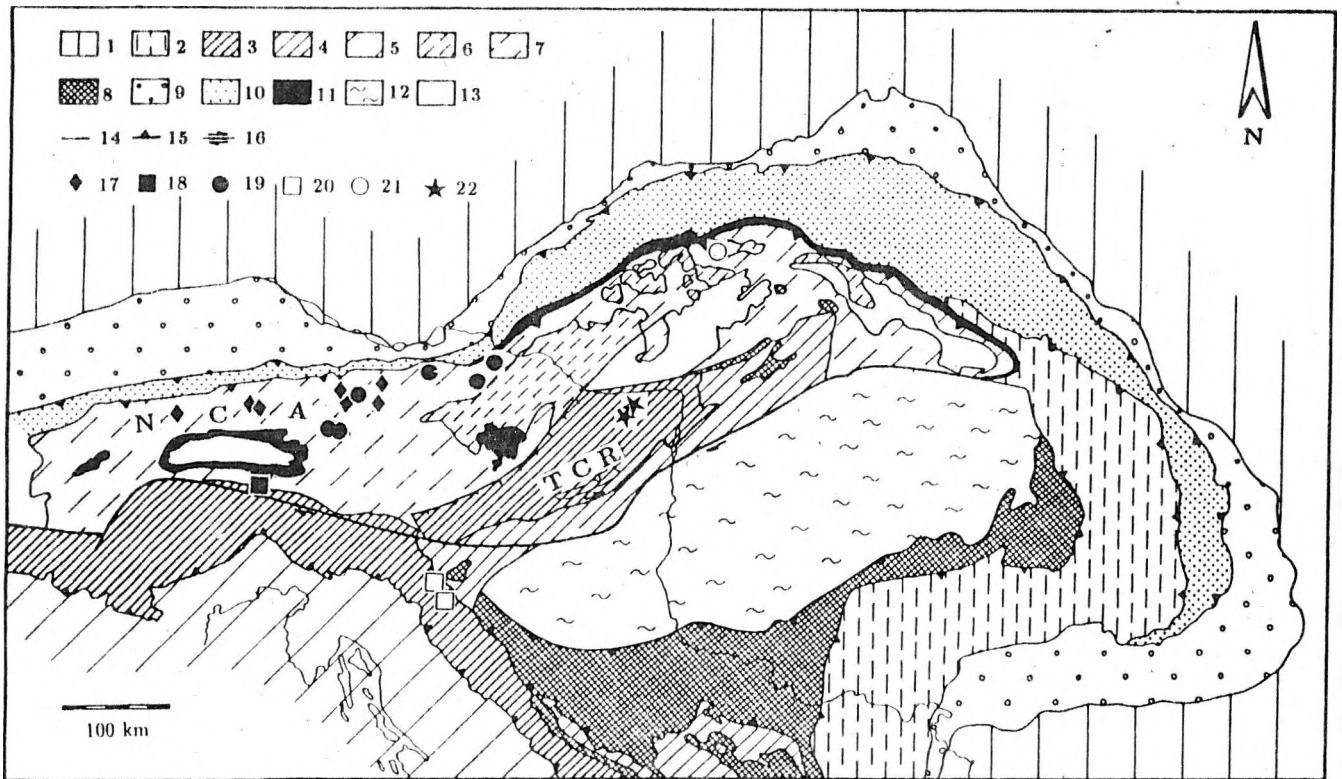
A vizsgált képződmények nehézasvány-eloszlását összehasonlítva néhány, alsókréta korú alpi (Rossföldi Formáció; DECKER et al., 1987; POBER és FAUPL, 1988), dinári (Česté Formáció, Ivanščica hegység; ZUPANIĆ et

al., 1981) és Ny-kárpáti képződménnyel (Oravice Formáció, Magas Tátra; MIŠÍK et al., 1980) jó hasonlóság figyelhető meg (ÁRGYELÁN, 1989; 1993; CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994). Valamennyi képződményre a törmelékes spinell dominanciája jellemző, a metamorf és ún. stabil ásványok alárendeltek.

A Tethys övben a törmelékes krómit és Cr-gazdag spinell előfordulása a későjura/korakrétától a terciérig zajló tektonikai folyamatokhoz köthető. Törmelékes spinellek találhatóak a Keleti Alpokban (WOLETZ, 1963; MÜLLER, 1973; DIETRICH és FRANZ, 1976; FAUPL, 1977; FAUPL és TOLLMANN, 1979; HAGN, 1982; DECKER et al., 1987; POBER és FAUPL, 1988), a Dinaridákban (ZUPANIĆ et al., 1981; ŠPARICA et al., 1974; ŠIMUNIĆ et al., 1976) és a Ny-Kárpátokban (JABLONSKÝ, 1992; MIŠÍK et al., 1980).

A 9. ábra szemlélteti a spinellek elterjedését az Alp-Kárpát-Dinári régió alsókréta üledékeiben, melyek tör





9. ábra. A Tethys-Vardar óceán szuturájáról származó törmelékes spinellek elterjedése az Alp-Kárpát-Dinári régió alsókréta üledékeiben. A tektonikai egységek: BALLA (1984), DERCOURT et al. (1986), CSONTOS et al. (1992); törmelékes spinellek előfordulása FAUPL és POBER (1991), MIŠÍK et al. (1980), ZUPANIĆ et al. (1981) alapján. Európai kontinens: 1. Előtér; 2. Dáciák (tektonikai zóna DERCOURT et al. (1986) nyomán). Afrikai kontinens: 3. Külső Dinaridák, D-Alpok, Dunántúli Középhegység, Drauzug egység; 4. Belső Dinaridák, Bükk egység; 5. Belső és Külső Adriai egységek; 6. Alsó Austroalpi, Tátrai egységek; 7. Közép- és Felső Austroalpi egységek (3-7 tektonikai szegély). Tethys óceán: 8. Ophiolit takarók és a kapcsolódó egységek, Vardar, Meliata, Mures, Olt óceáni takarók. 9. Molassz Előtéri mélyedés. Egyéb egységek: 10. Alpi és Kárpáti flis takarók; 11. D-Penninikum, Pieniny óceáni és mezozoós flis egységek; 12. Tiszai egység; 13. Közép-Pennini egység; 14. Földrajzi határ; 15. Fő takaróhatárok; 16. Strike-slip és normál vetők. Törmelékes spinell előfordulások: 17. Rossfeldi Formáció (Északi Mészke Alpok); 18. Lavant Formáció (Drauzug egység); 19. Alsó Gosau és Felső Gosau Komplexum (déli forrásterület); 20. Oštrc Formáció (Ivanščica hegység) és Banija területe; 21. Oravice Formáció (Magas Tátra); 22. Gerece hegység és Vértes előtér; NCA Északi Mészke Alpok; TCR Dunántúli Középhegység.

Fig. 9. Occurrences of detrital chrome spinel grains in the Alp-Carpathian-Dinarian region (Tectonic units based on BALLA, 1984; DERCOURT et al., 1986; CSONTOS et al., 1992; chrome spinel occurrences after FAUPL and POBER, 1991; MIŠÍK et al., 1980; ZUPANIĆ et al., 1981). European continent: 1. Foreland 2. Dacians, tectonic margin. African continent: 3. Outer Dinaric, South Alpine, Transdanubian and Drauzug unit; 4. Inner Dinaric, Bükk unit; 5. Inner and Outer Adriatic units; 6. Lower Austroalpine, Tatraic unit; 7. Middle and Upper Austroalpine unit (3-7 tectonic margin). Tethyan ocean: 8. Ophiolite nappes and relative units, Vardar, Meliata, Mures, Olt oceanic nappes. 9. Molasse foredeep: Molasse Foredeep. Others: 10. Carpathian flysch nappes; 11. South-Penninic, Pieniny oceanic and Mesozoic flysch units; 12. Tisza unit; 13. Middle Penninic unit; 14. Geographic contour; 15. Major thrust faults; 16. Strike-slip and normal faults; Chrome spinel occurrences: 17. Rossfeld Formation (NCA); 18. Lavant Formation (Drauzug unit); 19. Lower Gosau and Upper Gosau Complex of southern provenance; 20. Oštrc Formation (Ivanščica Mts.) and from Banija region; 21. Oravice Formation (High Tatra Mts.); 22. Lower Cretaceous flysch sediments in Gerece Mts.; NCA Northern Calcareous Alps; TCR Transdanubian Central Range.

melékanyaga a központi részen húzóódó ophiolit komplexumról, a Tethys-Vardar (FAUPL és WAGREICH, 1992) vagy Vardar-Meliata (CSONTOS és VÖRÖS, 1992) óceán szuturájáról származhat.

Az Északi Mészke Alpoktól délre elhelyezkedő, s az alsókréta végére részben záródott Tethys-Vardar óceán szolgáltatja a Rossfeldi Formáció (Északi Mészke Alpok), a Lavant Formáció (Lienzi Dolomitok, Drauzug egység)

és az Alsó- és Felső Gosau Komplexum egyes részeinek törmelékanyagát (POBER és FAUPL, 1988), 9. ábra.

A valangini-koraapti idején lerakódott Rossfeldi Formációban a Cr-spinell uralkodó mennyiségű (FAUPL és TOLLMANN, 1979; DECKER et al., 1987). Az apti-albai Lavant Formáció nehézasvány spektrumát a krómspinell, cirkon, gránát és turmalin jellemzi. Az Északi Mészke Alpok Gosau medencéiben a délről származó spinelleken kívül számos metamorf ásvány, gránát, staurolit, kloritoid

Formáció	Minták helye	Minták száma	Elemzések száma
Berseki Márka F.	Bersek bánya (Lábatlan)	5	114
Lábatlani Homokkő F.	Bersek bánya (Lábatlan)	5	72
Köszörűkőbányai Konglomeratum M.	Köszörűkőbánya (Lábatlan)	2	37
	Lábatlan Lb-36 fúrás	3	37
Neszmélyi F.	Neszmély N-4 fúrás	4	76
	Tardosbánya Tb-2 fúrás	4	79
Vértessomlói Aleurolit F.	Agostyán Agt-2 fúrás	1	20
	Vértessomló Vst-8 fúrás	1	15
Tési Agyagmárka F.	Pusztavám Pv-980	1	19

6. táblázat. A vizsgált törmelékes spinellek elterjedése, a minták és az elemzések száma.  
Table 6. List of the studied formations and the number of samples and analyses.

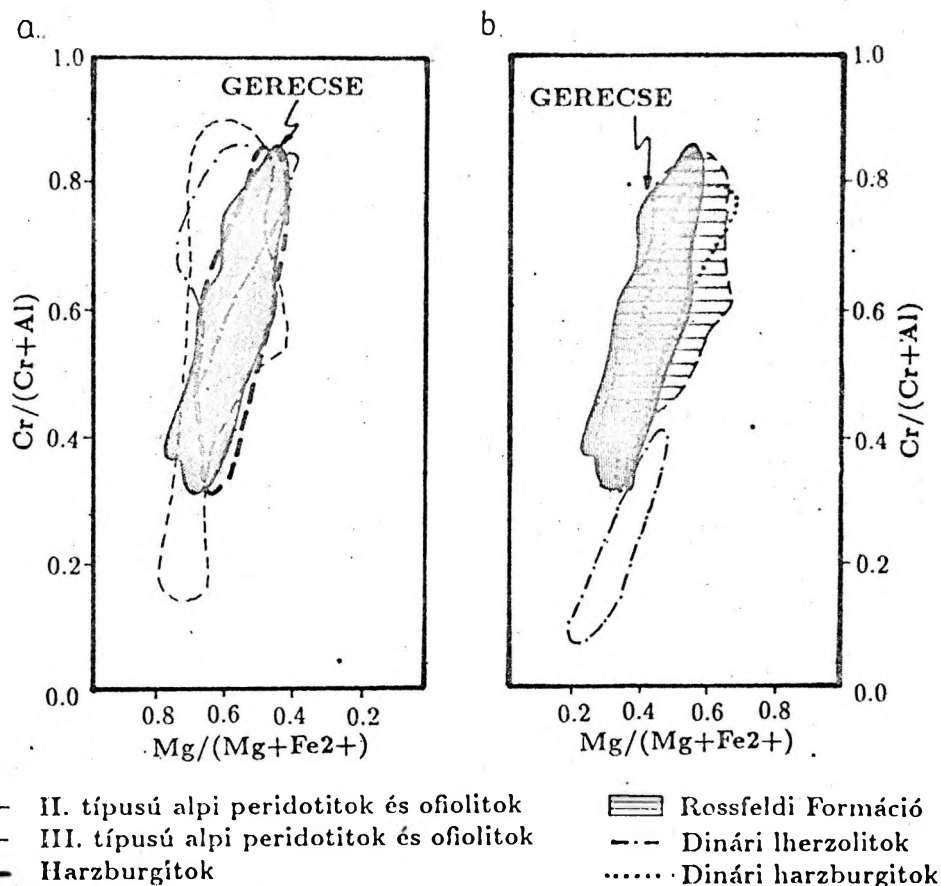
és epidot is megtalálható, melyek a kiemelkedő Ausztróalpi kristályos aljzat törmelékei (FAUPL és WAGREICH, 1992).

A Vardar ofiolitos övből származó szerpentinitek és bázisos közettörmelékek a Északi Mésző Alpok üledékeiben nem ismertek. Ezzel ellentétben, a santoni korú gosai fáciesű üledékekben a Pennini óceán kérgének fragmentumai: metabazalt, szerpentinit, ofikalcit, gabbroidális közettörmelékek jelennek meg (DIETRICH és FRANZ, 1976). A Nyugati Alpok egyes képződményeiben (WINKLER és BERNOULLI, 1986; WINKLER, 1988; BERNOULLI és WINKLER, 1990) megjelenő kék amfiból és lawsonit a Liguriai-Piemonti óceán szubduciójához kapcsolódó nagy nyomású/alacsony hőmérsékletű metamorfizmus indikátorai. A Tethys központi részének alsókréta üledékeiből ezen ásványok hiányoznak.

A Dinaridákban, az Ivanščica és Medvednica hegységben (Horvátország) a hauterivi-albai folyamán képződött flis üledékekben a törmelékes spinell az átlátszó nehézsvány frakció több mint 85 %-át alkotja, hasonlóan a Rossfeldi rétegek egyes lelőhelyeihez. Az átlátszó ásványokon kívül magnetit, limonit, pirit és leukoxén is előfordul. A legfontosabb közettörmelékek – a Gerecséhez hasonlóan –, a szerpentinitek és a szubofitos szövetű, bázisos kőzetfragmentumok (ZUPANIĆ et al., 1981). A törmelékes spinellekről mikroszondás elemzések eddig nem készültek. A szórványos mikromineralógiai és petrográfiai vizsgálat ellenére BLANCHET et al. (1969) és ZUPANIĆ et al. (1981) az Ivanščica hegység és a Vranduk flis (Bosznia) között paleogeográfiai kapcsolatot tételez fel. A két kifejlődés közötti láncszemet az Ivanščica hegységtől DK-re elhelyezkedő Banija környékének alsókréta korú, spiliteket és Cr-spinelleket is tartalmazó flis üledékei jelenthetik (ŠPARICA et al., 1974; ŠIMUNIĆ et al., 1976).

A NY-i Kárpátokból, a Pieniny Szirtövből, a Tátra egységből, a Križna takaróból, a Fáttra egységből szintén ismertek törmelékes spinelleket tartalmazó barrémi-apti urgon mészkőkavicsok és albai-cenomán homokkővek (pl. Poruba F., Čavojs; Oravice F., Križna takaró (MIŠÍK et al., 1980; AUBRECHT et al., 1992)). A dinári, és részben a gerecei formációkhoz hasonlóan, magnetit, limonit, pirit, leukoxén és muszkovit alkotja a nehézsvány frakciót. A szerpentinit fragmentumok és a törmelékes spinell szemcsék feltételezett forrása az ún. „Pieniny Exotikus Kordillerá (Pieniny Exotic Ridge), Tátrán-túli Kordillera (Ultra-Tatric Ridge) és Križna-n túli (Ultra-Križna)” területek, melyek a kréta végi(?) tektonikai mozgásokkal felemésződtek (MIŠÍK et al., 1980). JABLONSKÝ (1992) legújabb szedimentológiai és petrográfiai vizsgálatai alapján azonban a Magas Tátrában található valangini-barrémi(?) Oravice Formáció kifejlődései azonosíthatók a Rossfeldi Formáció megfelelő rétegeivel.

Összefoglalásként megállapítható, hogy a törmelékes spinell ilyen széles elterjedésű és nagy tömegű felhalmozódása ofiolit sorozat lepusztulásából származik. Általános elterjedése a Tethys központi részén arra utal, hogy egy ofiolit komplexum, a Tethys-Vardar óceán szaturája, mint általános törmelékanyag forrás, tektonikailag kiemelt pozícióban húzódott végig a Déli Alpok és a Felső Ausztróalpi takaró között. Feltehetően a berriásiban-valanginiben váltak intenzívvé azok a kollíziós folyamatok, melyek a Tethys-Vardar óceán szaturájának kiemelkedését és lepusztulását eredményezték (DECKER et al., 1987; FAUPL és WAGREICH, 1992). A gerecei flis rétegsor exotikus törmelékanyaga (spinell, valamint szerpentinit és egyéb bázisos törmelékek) valószínűleg a Tethys-Vardar szutura övből származnak.



10. ábra. A gerecsei törmelékes spinellek összetétele a Cr# és Mg# függvényében, összehasonlítva a a. harzburgitok (POBER és FAUPL, 1988), az alpi típusú peridotitok és ofiolitok (DICK és BULLEN, 1984), b. a Dinaridák harzburgitos és lherzolitos alprovinciájának (MAKSIMOVIC és MAJER, 1981), valamint a Rossfeldi rétegek spinelljeivel (POBER és FAUPL, 1988).

Fig. 10. Detrital spinel composition of the clastic sediments of Gerecse Mountains, plotted into the Cr# [Cr/(Cr+Al)] vs. Mg# [Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] diagram, comparing with the spinel compositional fields of a. harzburgite (POBER és FAUPL, 1988) and alpine type peridotites and ophiolites (DICK és BULLEN, 1984), b. harzburgite and lherzolite subprovince of the Dinarids (MAKSIMOVIC és MAJER, 1981), and Rossfeld Formation (POBER és FAUPL, 1988).

### Törmelékes spinellek összetétele a gerecsei kréta törmelékes képződményekben

#### A spinell, mint petrogenetikai indikátor

A Cr-gazdag spinell (Mg,Fe<sup>2+</sup>)(Cr,Al,Fe<sup>3+</sup>)<sub>2</sub>O<sub>4</sub> a bazaltok és peridotitok egyik kulcsfontosságú elegyrésze, mert kémiai összetételének változása jellemző a parciális olvadás mértékére és a frakcionált kristályosodás p,T, kiindulási olvadék körülményeire (IRVINE, 1967; THAYER, 1970; EVANS és FROST, 1975; HILL és ROEDER, 1974; FISK és BENICE, 1980; MURCK és CAMPBELL, 1986; ALLAN et al., 1988; SACK és GHIORSO, 1991; ARAI, 1992). A fenti képlettel jellemezhető ásványra a szerzők „chromium spinel”, „chromian spinel” és újabban „chrome spinel” elnevezéseket használják, melyek nem azonosak a mineralógiai nevekkal. A továbbiakban a Cr/Al

aránytól függően a Cr-gazdag, ill. Al-gazdag spinell kifejezéseket használok.

A legjellemzőbb kémiai változások: a növekvő Cr-tartalom csökkenő Al-tartalom mellett, valamint a Cr# [Cr# = Cr/(Cr+Al)] és a Mg# [Mg# = Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>)] közötti szoros összefüggés. A frakcionált kristályosodás és parciális olvadás során a spinell és az olivin egyensúlyba kerülhet, és az egyensúlyi reakción alapuló spinell-olivin geotermométerrel meghatározható a kőzet egyensúlyi hőmérséklete (IRVINE, 1967; EVANS és FROST, 1975; FABRIES, 1979; ROEDER et al., 1979; LEHMANN, 1983). A peridotitok Cr-gazdag spinelljeinek összetétele a felsőkőpeny oxigénfugacitásának jelzője (MATTIOLI és WOOD, 1986). A fentiek alapján a Cr-gazdag spinellek a az egykori bezáró kőzet fontos petrológiai indikátorai. A törmelékes Cr-gazdag spinellek az üledékes kőzetek,

különösen orogén övekhez kapcsolódó homokkővek lényeges alkotói (ZIMMERLE, 1984). Tehát a törmelékes spinell, mint a bázisos- ultrabázisos lepusztulási területek, különösen az ofiolitok kiváló indikátora, a paleogeográfiai rekonstrukciók kulcsfontosságú ásványa.

#### *A spinellek osztályozása*

DICK és BULLEN (1984) kimutatta, hogy a Cr-gazdag spinellek kémiai összetétele kulcsfontosságú az orogén övekhez kapcsolódó alpi típusú peridotitok és ofiolitok (THAYER, 1970) genetikájának és tektonikai helyzetének meghatározásában.

DICK és BULLEN (1984) irodalmi adatok összegzésével, a spinellek Cr#-a és Mg#-a alapján

- óceáni hátságokhoz (I. típusú alpi peridotitok és ofiolitok),
- óceáni kérgen kialakult ívekhez (III. típusú alpi peridotitok és ofiolitok),
- komplex geotektonikai folyamatokhoz kapcsolódó peridotitokat és ofiolitokat (átmeneti, II. típusú alpi peridotitok és ofiolitok) különített el. Az első típust, mely uralkodóan lherzolitos összetételű, Al-gazdag spinellek, míg a harmadik típust (harzburgitok) Cr-gazdag spinellek jellemzik.

POBER és FAUPL (1988) az alpi ofiolit komplexumok irodalmi áttekintése alapján a spinellek összetétele szerint elkülöníti a lherzolitokat a nagyobb fokú parciális olvadás után visszamaradt harzburgitoktól, a kumulátum kőzetektől (dunitek) és a tömeges, pados kromititektől.

A vizsgált formációkat, a minták és elemzések számát a 6. táblázat tartalmazza.

A spinellek összetételében a karakterisztikus geokémiai bélyegek a Cr# [ $Cr/(Cr+Al)$ ] és Mg# [ $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ] ellentétes változása, a  $TiO_2$  s% mennyisége, és a  $Fe^{3+}$ # [ $Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+})$ ] aránya. Ezért a spinellek kémiai összetételének ábrázolása a Cr# és Mg#, valamint a Cr# és  $TiO_2$  s% diagramokon történik. Általánosan elmondható, hogy az alsókréta képződményekben a Cr# 0,35 és 0,85, a Mg# 0,45 és 0,75 között változik

(10. ábra). Az  $Fe_2O_3$  és  $TiO_2$  tartalom kicsi. A Gerecse és a Vértes előtér mintáinak  $Fe^{3+}$ #-a a köpenyeredetű króm-spinellekre jellemző tartományon belül változik, azaz kisebb, mint 0,05 (ARAI és OKADA, 1991; DICK és BULLEN, 1984). Zónás spinell a vizsgált mintákban nem fordult elő. Az egyes formációk spinelljeinek kémiai összetételével ÁRGYELÁN (1993), ÁRGYELÁN (in prep) munkák részletesen foglalkoznak. Néhány reprezentatív mikroszondás elemzés a 7. táblázatban látható.

Megállapítható, hogy a gerecsei és Vértes előtéri kréta törmelékes rétegsorokban, a Cr-gazdag és  $TiO_2$  szegény törmelékes spinellek dominálnak (ÁRGYELÁN, 1992, 1993). Kémiai összetételük a harzburgitok spinelljeivel (POBER és FAUPL, 1988) egyezik, és az alpi típusú peridotitok és ofiolitok II. és III. csoportjába (DICK és BULLEN, 1984) sorolhatók (ÁRGYELÁN, 1992; in prep). A magasabb  $TiO_2$  s% (>0,2) és a Mg# szélesebb tartományok közötti változása (pl. Berseki Marga Formáció, Lábatlani Homokkő Formáció) a lehordási terület ofiolit sorozatból származó kőzeteinek komplex, többszörös olvadástörténetét sejteti, míg a magasabb Cr/Al arány (Köszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat, Neszmélyi Homokkő Formáció) óceáni kérgen kialakuló vulkáni szigetív korai fejlődési stádiumában képződött kőzetekre utal (DICK és BULLEN, 1984). Lherzolitból származó Al-gazdag spinellegyüttes a Gerecseben és a Vértes előtérben nem található.

Figyelemre méltó, hogy Al-gazdag spinell együttes legkorábban a Drauzug zónában elhelyezkedő apti-albai Lavant Formációban található, míg a régióban a legfiatalabb Cr-gazdag spinelleket tartalmazó üledék feltehetően a Vértes előtérben elhelyezkedő felsőapti-alsóalbai Tési Agyagmarga Formáció. Ezért a főként harzburgitokból álló obdukálódott ofiolit komplexumnak felszínre kellett lennie a Tési Agyagmarga leülepedése idején is. Az Ausztróalpi takaró feltolódása a Dinári szegélyre (CSONTOS és VÖRÖS, 1992) feltehetően az albaiban történt, s a meginduló tektonikai folyamatok okozhatják az Al-gazdag spinellek hiányát a Gerecse hegységben.

### Paleogeográfia a törmelékszemcsék tükrében

A gerecsei felsőjúra calpionellás mészkő és az alsókréta sziliciklasztos üledékek törmelékes alkotóinak petrográfiai-petrologiai vizsgálata alapján a gerecsei üledékes medence triász-alsókréta fejlődése a következőképpen rekonstruálható (11. ábra).

A triász-alsókréta folyamán a Dunántúli-Középhegység, s benne a Gerecse hegység, az Alp-Kárpát-Dinári rendszeren belül a Keleti és Déli Alpok között, a Tethys-Vardar óceán medencéjétől D-re helyezkedett el (KÁZMÉR és KOVÁCS, 1985; HAAS, 1987; HAAS és CSÁSZÁR, 1987; CSONTOS és VÖRÖS, in prep).

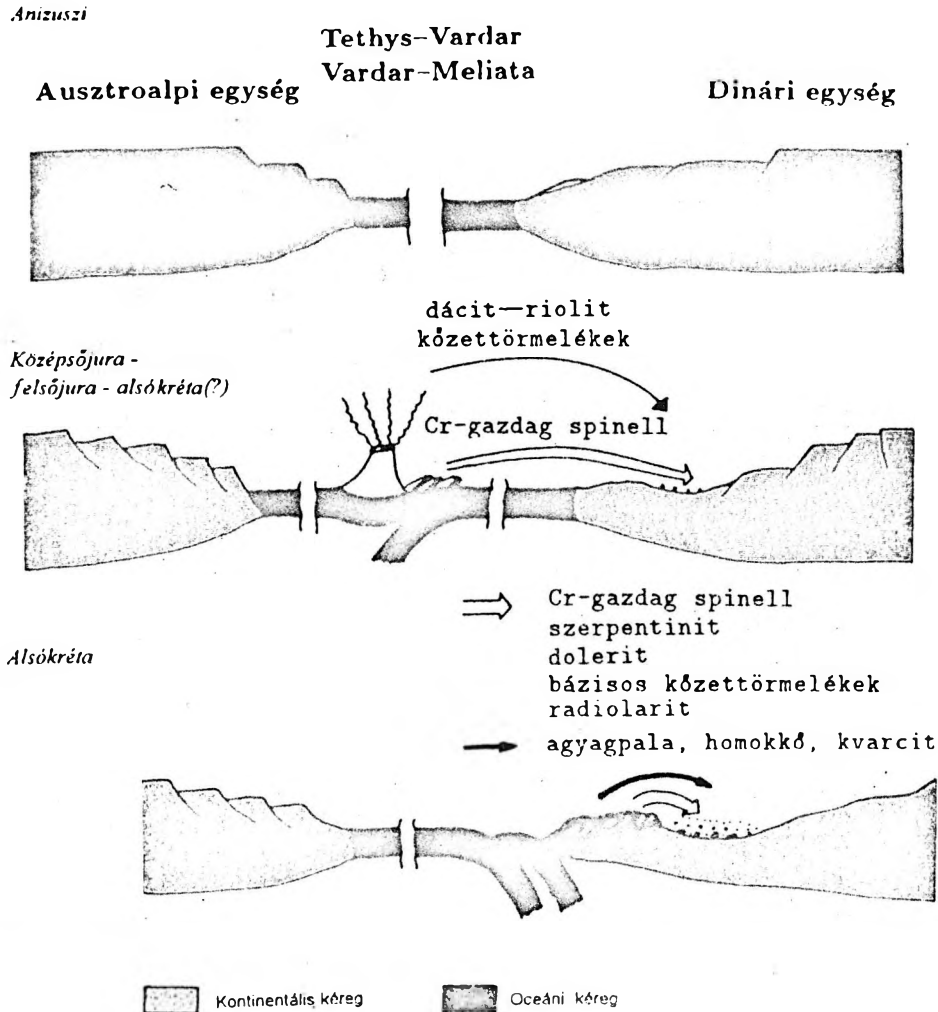
A Tethys-Vardar óceán középsőjúrában meginduló záródása során az óceáni kéreg részben felemésződött egy intraóceáni szubdukcióban, óceáni szigetívet kialakítva (RICOU et al., 1986; DERCOURT et al., 1986; POBER és

FAUPL, 1988; CSONTOS, in prep), majd a kompressziós tektonikai rezsim hatására ez a szigetív obdukálódott a Dinári szegélyre (DERCOURT et al., 1986; KNIPPER et al., 1986). A tektonikai folyamatok következményeként két, különböző összetételű köpenyeredetű kőzetekből felépülő öv (harzburgitos és lherzolitos öv) keletkezett, melyek nyomozhatók a mai Dinaridák területén (MAKSIMOVIC és MAJER, 1981; PAMIC, 1983).

CSONTOS (in prep), valamint CSONTOS és VÖRÖS (in prep) - a fenti elemeket részben magába foglaló - paleotektonikai modelljét alátámasztja a vizsgált képződmények törmelékanyaga és annak időbeli eloszlása (11. ábra). Az óceáni medence meginduló záródása nyomon követhető a calpionellás mészkő törmelékanyagában. A tardosbányai Szélhegy (l. 2. ábra), ammonitesz vizsgálatokkal is igazolt

(FÓZY, szóbeli közlés) bajóci korú bosítás mészkőrétegeiben megjelenő törmelékes spinell jelzi, hogy az óceáni kéregrészek eróziója már a bajóciiban megkezdődött. Az óceáni eredetű törmelékek mellett (spinell, szerpentinít és bázisos fragmentumok), a calponellás mészkőben, helyenként a mészkőbe települő Felsővadáci Breccsában

és a Neszmélyi Formáció bázisrétegeiben (Tardoshánya Tb-2 fúrás) megjelenő savanyú vulkanitok, a vulkáni eredetű kvarc és a granitoid törmelékek az üledékképződéssel egyidejű(?) andezites-riolitos vulkáni működésre utalnak a forrásterületen.



11. ábra. A gerecsei kréta sziliciklasztos üledékek törmelékanyagának lepusztulási területe: vázlatos ősföldrajzi modell a törmelékes alkotók alapján CSONTOS (in prep) paleotektonikai modelljének felhasználásával.

Fig. 11. Provenance area of the Cretaceous clastic sediments: speculative palaeogeographic sketch based on detrital framework using the palaeotectonic model of CSONTOS (in prep).

A Tethys-Vardar óceán medencéjében az intraóceáni szubdukció következtében kialakuló óceáni szigetív mészkáli magmatizmusa szolgáltatotta a savanyú vulkáni törmelégeket. A vulkanitok kis mennyisége alapján a karbonátos üledékképződés színterétől a vulkáni ív feltehetően távol helyezkedett el. A Berseki Mária homokkő közbetelepüléseinek granitoid törmelékei a vulkáni ív mélyebb gyökérrégiójának lepusztulásából származhatnak. Valószínűleg párhuzam vonható a Rudabányai hegységben található riolitok (Telekes-oldal) és gerecsei savanyú vulkáni törmelékek között (CSONTOS, szóbeli diszkusszió). A rudabányai riolitok a Tethys-

Vardar óceán szegélyi medencéjében kialakuló Szarvaskői sorozat és a Mellétei óceán között elhelyezkedő szigetív nyomait őrzik (KUBOVICS et al., 1990; CSONTOS, in prep). Feltehetően ez a vulkáni ív volt a forrásterülete a gerecsei savanyú fragmentumoknak is.

A Dunántúli-Középhegységben ismertek a Déli-Alpok triász magmatizmusához köthető intermedier és savanyú magmatitok. A gerecsei savanyú vulkáni törmelékek triász üledékekből való áthalmazódásának ellentmond a szállítási irány (a Gerecsében É-ÉK-D-DNY), a júra tagolt morfológia és a magmatizmus csekély mértéke a Bakonyban, ill. a nagy távolság a Déli Alpoktól.

A jura-alsókréta tektonikai mozgások eredményeként a Tethys-Vardar óceán a hauriveri-barrémi idejére bezáródott (FAUPL és WAGREICH, 1992; CSONTOS, in prep) és törmelékanyaga, a Cr-gazdag spinellek és az ofiolit sorozat fragmentumai erodálódtak és szállítottak a szutúra zónáról a környező üledékes medencékbe, északi irányba a Rossfeldi rétegekbe (Északi Mészkö Alpok), déli irányba a Gerecsébe (Dunántúli-Középhegység) és az Östrc Formációjába (Dinaridák), (CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN, 1994).

Az alsókréta üledékképződés folyamán az ofiolit komplexumról származó törmelékek aránya fokozatosan csökken a kontinentális kérget jelző mono- és polikristályos kvarc, agyagpala, fillit, homokkő és kvarcit mennyiségének növekedésével (5-7. ábra).

A törmelékes rétegsor alsó részében uralkodó mennyiségű szerpentinitek, doleritek, variolitos szövettű bázisos fragmentumok az ofiolit sorozat felsőköpeny eredetű kőzeteihez, valamint párnaláva és bázisos telér részeihez kapcsolódnak. Szintén az ofiolit sorozat bazaltos részéről származik a vázkristályos bázisos kőzetűveg, valamint a bazaltok hályagüregeiben kiváló sugaras, ill. mozaikos szerkezetű klorit. A nehézasvány együttesben előforduló epidot, zoizit és aktinolit (tremolit) az ofiolit komplexum zöldpala fáciesű képződményeinek lepusztulásából származhat.

A Gerecse és Vértes előtér üledékeiben jelentős mennyiségű Cr-gazdag és  $TiO_2$ -szegény törmelékes spinellek összetétele szintén a forrásterület többfázisú tektonikai fejlődéstörténetét, valamint az óceáni szigetívekhez kapcsolódó peridotitok és ofiolitok kialakulását tükrözi. A valangini-apti korú Rossfeldi rétegek Cr-gazdag spinelljei a Tethys-Vardar óceán harzburgitos alprovinciájából származnak (POBER és FAUPL, 1988). A gerecsei alsókréta képződmények és a Rossfeldi rétegek törmelékes spinelljeinek hasonló összetétele alapján a két medence fő forrásterülete azonos volt. Mindkét medence törmelékanyaga a Tethys-Vardar óceán harzburgitos alprovinciájából származik (ÁRGYELÁN, 1992). A közettörmelékek hiánya a Rossfeldi Formációban és jelentős mennyisége a Gerecsében arra utal, hogy a Gerecse a forrásterülethez közel, a Rossfeldi rétegek pedig távol helyezkedett el.

A törmelékes spinellek általános elterjedése a Tethys központi részén arra utal, hogy a Tethys-Vardar óceán obdukálódott és kiemelkedett kérge általános törmelékanyag forrása volt a herriásitól (valanginitől) a felsőkrétáig lerakódott sziliciklasztos üledékeknek. A törmelékes alkotók vizsgálata alapján – figyelembe véve a térségre vonatkozó paleotektonikai modelleket – a Gerecsei medence az obdukálódott óceáni szigetív obdukciós frontja előtt kialakult előtéri medence (foreland basin) lehetett.

## Összefoglalás

A gerecsei törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata alapján (törmelékes szemeseanalízis, nehézasvány vizsgálatok, törmelékes spinellek kémiai összetétele) meghatározható a lepusztulási terület és az üledékes medence lehetséges tektonikai pozíciója.

1. A gerecsei üledékgyűjtőben lerakódott üledéksor különböző lepusztulási területekről származó törmelékanyag kombinációja, melyet egy többfázisú kollíziós folyamat hozott létre. A törmelékanyag különlegességét az ofiolit sorozatból származó, rendkívül magas szerpentinittartalom, az intergranuláristól a variolitos szövettípusig változó bázisos közettörmelékek, és a rétegsor bázisrétegeiben előforduló, mészkálii vulkanizmus nyomait őrző granitoid és savanyú vulkáni klómlési fragmentumok adják. A törmelékek óceáni szigetívről, óceáni szutúra zónához kapcsolódó ofiolitokból és mélytengeri képződményekből, valamint az áttolódott, felgyürt öv kontinentális kéregrészeiből származhatnak.

2. A nehézasvány-együttesben uralkodó mennyiségű törmelékes spinell ofiolit sorozat kőzeteinek lepusztulásából származik. Általános elterjedése és nagy tömegű felhalmozódása a Tethys központi részén arra utal, hogy egy ofiolit komplexum, a Tethys-Vardar óceán szuturája, nint általános törmelékanyag forrás, tektonikailag kiemelt pozícióban húzódozott végig a Felső Ausztróalpi Egység és a Déli Alpok között.

3. Az alsókréta törmelékes üledékciklusban, a Gerecsében és a Vértes előterében lerakódott képződményekben a Cr-gazdag és  $TiO_2$ -szegény törmelékes spinellek dominálnak. Kémiai összetételük a harzburgitok spinelljeivel megegyező, és az alpi típusú peridotitok és ofiolitok II. és III. csoportjába sorolhatók, amely a lehordási terület komplex, többfázisú fejlődéstörténetére, ill. óceáni kérgen kialakuló szigetívre utal.

4. A Gerecse és a Rossfeldi rétegek törmelékes spinelljeinek hasonló összetétele alapján a két formáció forrásterülete azonos volt: a Tethys-Vardar óceán szuturájának harzburgitos alprovinciája. Lherzolitból származó Al-gazdag spinell együttes a Gerecsében és a Vértes előtérén nem található.

5. A törmelékek mennyisége, mérete és egymáshoz viszonyított aránya alapján a gerecsei üledékgyűjtő medence közvetlenül az obdukciós front előterében kialakuló ún. előtéri medence (foreland basin) volt.

6. A Cr-gazdag spinellek azonos összetétele alapján a Gerecsei üledéksor és a Rossfeldi rétegek között paleogeográfiai kapcsolat tételezhető fel. A közettörmelékek gazdagságát a gerecsei medencében, és hiányát a Rossfeldi rétegekben a két medence eltérő tektonikai helyzete okozza.

## Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Dr. Peter FAUPL professzornak (Universität Wien) a hasznos szakmai konzultációkért, Dr. TAFLOSnak (Universität Wien) a mikroszondás elemzések során nyújtott segítségéért, valamint Dr.

CSÁSZÁR Gézának szakmai tanácsaiért és a kézirat kijavítására tett észrevételeiért. A munkát az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA 552) és az IGCP 262 kutatási program támogatta.

## Irodalomjegyzék

- ALLAN, J.F., SACK, R.O., BATIZA, R. (1988): Cr-rich spinels as petrogenetic indicators: MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, Eastern Pacific. - *American Mineralogist* 73, 741-753.
- ARAI, S. (1992): Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. - *Mineralogical Magazine* 56, 173-184.
- ARAI, S. & OKADA, H. (1991): Petrology of serpentinite sandstone as a key to tectonic development of serpentinite belt. - *Tectonophysics* 195, 65-81.
- ÁRGYELÁN, G.B. (1993): A gerecsei kréta törmelékes ősszlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata (Egykori óceáni képződmények rekonstrukciója a törmelékes alkotók alapján). - Egyetemi doktori disszertáció, Eötvös Lóránd Tudományegyetem, Budapest. 186 pp.
- ÁRGYELÁN, G.B. (1992): Chemical investigations of detrital chromian spinels of Cretaceous elastic formations of Gerecse Mountains, Hungary. - *Terra nova Abstract, Supplement 2*, 3.
- ÁRGYELÁN, G.B. (1991): A Lábatlan Lb-36 fúrás ásvány-kőzettani vizsgálata. - Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- ÁRGYELÁN, G.B. (1989): Detrital framework analysis of Lower Cretaceous turbidite sequence of Neszmély-4 borehole (W. Gerecse Mts., Hungary). - *Acta Mineralogica-Petrographica* 30, 127-136.
- AUBRECHT, R., JABLONSKÝ, J., MICHALÍK, J., MIŠÍK, M., REHÁKOVÁ, D., SOTÁK, J. & VAŠÍČEK, Z. (1992): Lower Cretaceous deposits of the Central Western Carpathians. - *Field Guide*.
- BALLA, Z. (1984): The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinetic analysis. - *Geophysical Transaction* 30/4, 313-353.
- BERNOULLI, D. & WINKLER, W. (1990): Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): Source terranes and paleotectonic implications. - *Eclogae Geologicae Helvetiae* 83/2, 287-310.
- BLANCHET, R., CADET, J.-P., CHARVET, J. & RAMPNOUX, J.-P. (1969): Sur l'existence d'un important domaine de flysch tithonique-crétacé inférieur en Yougoslavie: l'unité du flysch bosniaque. - *Bulletin Société géologique de France*. (7), XI, 871-880.
- CSÁSZÁR, G. & ÁRGYELÁN, G.B. (1994): Stratigraphical and micromineralogical investigation of Lower Cretaceous sediments in Gerecse Mts. (Hungary). - *Cretaceous Research* 15, 417-433.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. (1984): The Cretaceous in Hungary: A review. - *Acta Geologica Hungarica* 27, 417-428.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. (1979): Review of facies and palaeogeography of the Cretaceous in Hungary. *In* *Aspekte der Kreide Europas* (ed. WIEDMANN), IUGS Ser. A. 6, pp. 413-424 (Schweizerbart).
- CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A., HAAS, J., KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A., SZENTGYÖRGYI, K. & VÖRÖS, A. (1989): Paleogeography of the Pannonian Basin. *In* *Evolution of the Northern Margin of Tethys: The Results of the IGCP project 198, III.* (ed. NAIRN, A.), pp. 63-89.
- CSONTOS, L. (in prep) Mesozoic geologic and geodynamic problems of the Gemer-Bükk region (S. Slovakia and NE. Hungary): A critical review.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. (in prep). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Alps-Carpathians-Pannonian region.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVÁČ, M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. - *Tectonophysics* 208, 221-241.
- CSONTOS, L. & VÖRÖS, A. (1992): Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Alp-Carpathian-Pannonian region, part I: Definition and correlation of the main tectonic units. - *Terra nova Abstract Supplement 2*, 13.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. *In* *Geodynamics of the Eastern Alps* (eds. FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P.), pp. 126-141 (Deuticke, Vienna).
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJAQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.P. & BBU-DUVAL, B. (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to Pamirs since the Lias. - *Tectonophysics* 123, 241-315.
- DICK, H.J.B. & BULLEN, T. (1984): Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. - *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76.
- DICKINSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of grauwacke and arkose. - *Journal of Sedimentary Petrology* 40, 695-707.
- DICKINSON, W.R. (1985): Interpreting provenance from detrital modes of sandstones. *In* *Provenance of Arenites* (ed. ZUFFA, G. G.), NATO ASI Series C 148, pp. 333-361 (D. Reidel Publishing Company, Dordrecht).
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 63, 2164-2182.
- DIETRICH, V.J. & FRANZ, U. (1976): Ophiolite-Detritus in den santonen Gosau-Schichten (Nördliche Kalkalpen). - *Geotektonische Forsch.* 50, 85-109.
- DROOP, G.T.R. (1987): A general equation estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from

- microprobe analyses, using stoichiometric criteria. - *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.
- EVANS, B.W. & FROST, B.R. (1975): Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. - *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 959-972.
- FABRIS, J. (1979): Spinel-olivine geothermometry in peridotite from ultramafic complex. - *Contribution to Mineralogy Petrology* 69, 329-336.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and paleogeographic implications. - *Cretaceous Research* 13, 387-403.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolitischer Detritus aus der Vardarsutur. - *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn* 1, 133-143.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. - *Geologische Rundschau* 68, 93-120.
- FAUPL, P. (1977): Sedimentologische Studien im Kreideflysch der Lienzer Dolomiten. - *Anzeiger der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse* 1976, 131-134.
- FÉLEGYHÁZY, L. & NAGYMAROSY, A. (1991): New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains (Hungary). - *Geologica Carpathica* 42, 123-126.
- FOGARASI, A. (1993): Egy tengeralatti lejtő elemző üledékföldtani és ciklussztratigráfiai vizsgálata a Gerecse hegységben. - *Egyetemi szakdolgozat, Eötvös Lórárd Tudományegyetem, Budapest*.
- FÜLÖP, J. (1975): Tatai mezozoós alaphegységgrögök (The Mesozoic Basement Horst Blocks of Tata). - *Geologica Hungarica Series Geologica* 16, 121 pp.
- FÜLÖP, J. (1953): A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei (Die kretazisehen Bildungen des Gerecse-Gebirges). - *Geologica Hungarica Series Geologica* 11, 124 pp.
- FISK, M.R. & EINCE, A.E. (1980): Experimental crystallization of chrome spinel in FAMOUS-basalt 527-1-1. - *Earth and Planetary Science Letters* 48, 111-123.
- HAAS, J. (1987): Position of the Transdanubian Central Range structural unit in the Alpine evolution phase. - *Acta Geologica Hungarica* 30, (3-4) 243-256.
- HAAS, J. & CSÁSZÁR, G. (1987): Cretaceous in Hungary: Paleogeographic implications. - *Rendiconti della Società Geologica Italiana* 9, 203-208.
- HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessel). - *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie* 22, 117-135.
- HANTKEN, M. (1868): Lábatlan vidékének földtani viszonyai. - *A Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai* IV, 48-56.
- HILL, R. & ROEDER, R. (1974): The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. - *Journal of Geology* 82, 709-729.
- INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.R., PICKLE, J.D. & SARES, S.W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: A test of Gazzi-Dickinson point-counting method. - *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 103-116.
- INGERSOLL, R. & SUCZEK, C. (1979): Petrology and provenance of neogene sand from Nicobar and Bengal Fans, DSDP Site 211 and 218. - *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 1217-1228.
- IRVINE, T.N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. - *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 71-99.
- JABLONSKÝ, J. (1992): Rossfeld Formation in Krížna and Choč nappes, Western Carpathians (Abstract). - *Terra nova Abstract Supplement* 2, 34.
- KÁZMÉR, M. (1987): A Lower Cretaceous submarine fan sequence in the Gerecse Mts., Hungary. - *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 27, 101-116.
- KÁZMÉR, M. (1988): Lower Cretaceous facies zones in Bakony unit of Hungary. - *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 28, 161-168.
- KÁZMÉR, M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Periadriatic Lineament: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug unit. - *Acta Geologica Hungarica* 28, 69-82.
- KNIPPER, A., RICOU, L.E. & DERCOURT, J. (1986): Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean. - *Tectonophysics* 123, 213-240.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz. & JÓZSA, S. (1990): Petrology and Petrochemistry of Mesozoic Magmatic Suites in Hungary and Adjacent Area - An Overview. - *Acta Geodactica, Geophysica et Montanistica Hungarica* 25, 345-371.
- LEHMANN, J. (1983): Diffusion between olivine and spinel: application to geothermometry. - *Earth and Planetary Science Letters* 64, 123-138.
- MACK, G.H. (1984): Exceptions to the relationships between plate tectonics and sandstone composition. - *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 212-220.
- MAKSIMOVIĆ, M. & MAJER, V. (1981): Accessory spinels of two main zones of Alpine ultramafic rocks in Yugoslavia. - *Bulletin de l'Académie Serbe des Sciences et des Arts, Classe des Sciences naturelles et mathématiques, Sciences naturelles* 21, 47-58.
- MATTIOLI, G.S. & WOOD, B.J. (1986): Upper mantle oxygen fugacity recorded by spinel lherzolites. - *Nature* 322, 626-627.
- MCBRIDE, E.F. (1985): Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone. *In Provenance of Arenites* (ed. ZUFFA, G.G.), NATO ASI Series, Series C. 148, pp. 95-115.
- MÍŠÍK, M., JABLONSKÝ, J., FEJDI, P. & SÝKORA, M. (1980): Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. - *Mineralia Slovaca* 12, 209-228.
- MOODY, D.F. (1976): Serpentinization: a review. - *Lithos* 9, 12-24.
- MORTON, A.C. (1985): Heavy minerals in provenance studies. *In Provenance of Arenites* (ed. ZUFFA, G.G.), NATO ASI Series, Series C. 148, pp. 249-279.
- MURCK, B.W. & CAMPBELL, I.H. (1986): The effects of temperature, oxygen fugacity and melt composition on the behaviour of chromium in basic and ultrabasic melts. - *Geochimica Cosmochimica Acta* 50, 1871-1887.
- MÜLLER, K. (1973): Das „Randeenoman“ der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. - *Geologische Rundschau* 62, 54-96.
- PAMIĆ, J. (1983): Considerations on the boundary between lherzolite and harzburgite subprovinces in the Dinarids and Northern Hellenides. - *Ophioliti* 8, 153-164.
- POBER, E. & FAUPL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic



- evolution of Eastern Alps. – *Geologische Rundschau* 77, 641–670.
- RICOU, L.E., DERCOURT, J., GRANDJACQUET, G., GEYSSANT, J., LEFVRIER, C. & BBU-DUVAL, B. (1986): Geological constraints on the Alpine geodynamic history of the Mediterranean Tethys. – *Tectonophysics* 123, 83–122.
- ROEDER, P.L., CAMPBELL, I.H. & JAMIESON, H.E. (1979): A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63, 325–334.
- SACK, R.O. & CHOPPO, M.S. (1991): Chromian spinels as petrogenetic indicator: thermodynamics and petrological applications. – *American Mineralogist* 76, 827–847.
- SHANMUGAM, G. (1985): Types of porosity in sandstones and their significance in interpreting provenance. In *Provenance of Arenites* (ed. ZUFFA, G.G.), NATO ASI Series, Series C. 143, pp. 115–139.
- ŠIMUNIĆ, A.I., ŠPARICA, M. & GRIMANI, M. (1976): Sedimentacija i diageneza donjokrednih naslaga Banije (Sedimentation and diagenesis of Lower Cretaceous beds in Banija – Central Croatia). – *Geološki vjesnik* 29, 199–211, Zagreb.
- ŠPARICA, M., ŠIMUNIĆ, A.I. & GRIMANI, M. (1974): Occurences of the Lower Cretaceous in Banija and the North-Western part of the Bosnian border region. – *Bull. Sci. Akad. Yougosl., (A)*, (19/7-8, 182–183, Zagreb.
- SZTANÓ, O. (1990): Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 7,
- SZTANÓ, O. & BÁLDF-BEKE, M. (1992): New data prove Late Aptian – Early Albian age of Kőszörökőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 31, 155–164.
- THAYER, T.P. (1970): Chromite segregations as petrogenetic indicators. – *Geological Society of South Africa, Special Publications* 1, 380–390.
- VAN DER PLAS, L. (1962): Preliminary note on granulometric analysis of sedimentary rocks. – *Sedimentology* 1, 115–157.
- VALLONI, R. & MAYNARD, J. (1962): Detrital modes of recent deep sea sands their relation to tectonic settings: a first approximation. – *Sedimentology* 23, 75–83.
- VASKÓ DÁVID, K. (1991): Studies on chromite and its significance in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya Basin and Vértes Foreground. – *Acta Geologica Hungarica* 34, 111–127.
- VASKÓ-DÁVID, K. (1986): Studies on chromite and their implications in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya Basin and Vértes Foreland. – *Magyar Állami Földtani Intézet évi Jelentése 1986. évről*, 241–261.
- WINKLER, W. (1988): Mid- to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alp. Palaeotectonic Implications. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 131, 341–369.
- WINKLER, W. & BERNHILLI, D. (1986): Detrital high-pressure/low-temperature minerals in a late Turonian flysch sequence of the Eastern Alps (western Austria). Implications for Early Alpine tectonics. – *Geology*, 14, 598–601.
- WOLPITZ, G. (1963): Charakteristische Abfolge der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiärschichten der nördlichen Ostalpen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 106, 89–119.
- ZIMMERLE, W. (1984): The Geotectonic Significance of Detrital Brown Spinel in Sediments. – *Mitteilungen der Geologie und Paläontologie Institut Universität Hamburg* 56, 337–360.
- ZUFFA, G. (1980): Hybrid arenites: their composition and classification. – *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 21–29.
- ZUPANIĆ, L., BABIĆ, L., & CRNJAKOVIĆ, M. (1981): Lower Cretaceous basinal clastics (Oštrc Formation) in the Mt. Ivanščica (Northwestern Croatia). – *Acta Geologica* 11, 1–44.

	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.00	0.04	0.12	0.00	0.05	0.09	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.16	31.62	39.48	23.36	19.82	32.97	29.63	35.75
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46.56	37.31	28.50	46.80	49.67	37.14	38.30	32.68
FeO	19.86	17.69	15.67	14.83	18.75	12.58	16.50	15.90
MnO	0.34	0.27	0.15	0.20	0.35	0.08	0.21	0.16
MgO	11.74	13.02	15.38	14.54	11.37	16.44	13.73	15.09
Sum.:	100.31	99.91	99.22	99.85	99.96	99.26	98.46	99.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :	2.21	0.89	1.35	1.56	1.39	0.77	1.47	1.69
FeO:	17.87	16.89	14.46	13.43	17.50	11.89	15.18	14.38
newSum:	100.53	100.00	99.36	100.01	100.10	99.34	98.61	99.75
Ti	0.1208	-	0.0056	0.0208	-	0.0072	0.0152	-
Al	6.1936	8.8384	10.6104	6.6832	5.8664	9.0240	8.4056	9.7336
Cr	9.1424	6.9960	5.1376	8.9816	9.8640	6.8192	7.2888	5.9680
Fe <sub>2</sub>	3.7112	3.3488	2.7560	2.7256	3.6744	2.3080	3.0552	2.7784
Mn	0.0704	0.0528	0.0280	0.0400	0.0736	0.0144	0.0416	0.0304
Mg	4.3456	4.6024	5.2272	5.2608	4.2568	5.6904	4.9256	5.1952
cal Fe <sub>3</sub>	0.4128	0.1592	0.2312	0.2840	0.2632	0.1336	0.2648	0.2928
mg#:	0.54	0.58	0.65	0.66	0.54	0.71	0.62	0.65
cr#:	0.60	0.44	0.33	0.57	0.63	0.43	0.46	0.38
CAT#:	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000	24.0000
Spi	38.7326	55.2612	65.3686	41.7901	36.6812	56.4241	52.5623	60.8533
Her	-	-	0.9768	-	-	-	-	-
Gah	-	-	-	-	-	-	-	-
Gal	-	-	-	-	-	-	-	-
Qua	1.5109	-	-	0.2689	-	0.0998	0.1993	-
Mfe	2.5845	0.9978	-	1.7794	1.6471	0.8386	1.6606	1.8321
Cou	-	-	-	-	-	-	-	-
Tre	-	-	-	-	-	-	-	-
Fra	-	-	-	-	-	-	-	-
Jac	-	-	0.3588	-	-	-	-	-
Usp	-	-	0.0797	-	-	-	-	-
Nic	-	-	-	-	-	-	-	-
Mnc	0.8847	0.6686	-	0.5079	0.9265	0.1897	0.5281	0.3883
Pic	10.0149	1.2973	-	21.6852	14.9003	13.6967	6.9828	2.2752
Chr	46.2724	41.7752	32.1261	33.9685	45.8449	28.7511	38.0671	34.6510
Mag	-	-	1.0898	-	-	-	-	-
SUM:	99.95	99.97	99.96	99.96	99.97	99.96	99.95	99.97

7. táblázat. Reprezentatív mikroszondás spinell clemzések: oxidos összetétel, kationszámok, spinell végtagok. FeO = összes Fe. A kationszámok 32 oxigén alapján, a Fe<sup>3+</sup> kiszámítása a DROOP (1987) képlet segítségével történt. Program: HARANGI Szabolcs (Eötvös Loránd Tudományegyetem).

Table 7. Representative microprobe analyses of the detrital spinel grains: oxide composition, cation number, spinel endmember. FeO = sum Fe. Cation number based on 32 oxygens, Fe<sup>3+</sup> were calculated by DROOP (1987) equation. Computer program made by Szabolcs HARANGI (Eötvös University, Budapest).

	9	10	11	12	13	14	15	16
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.21	0.09	0.04	0.13	0.09	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.69	26.03	19.30	12.37	31.39	30.09	22.44	10.47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	48.73	43.47	50.62	59.83	38.58	37.67	45.45	61.67
FeO	16.89	17.13	16.41	17.29	16.51	18.34	18.28	17.86
MnO	0.28	0.22	0.33	0.39	0.21	0.22	0.28	0.35
MgO	11.42	12.27	12.77	10.56	13.90	14.05	13.00	10.20
Sum.:	100.01	99.12	99.64	100.53	100.63	100.50	99.54	100.69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :	0.00	0.22	1.15	0.00	0.76	3.21	3.13	0.00
FeO:	0.00	16.93	15.37	0.00	15.83	15.45	15.46	0.00
newSum:	83.12	99.14	99.76	83.24	100.71	100.82	99.85	82.83
Ti	-	-	0.0384	0.0168	0.0056	0.0224	0.0160	0.0272
Al	6.6184	7.5248	5.6880	3.7776	8.6856	8.3600	6.5200	3.2288
Cr	9.5352	8.4296	10.0096	12.2576	7.1608	7.0208	8.8592	12.7584
Fe <sub>2</sub>	3.4960	3.4728	3.2152	3.7464	3.1064	3.0464	3.1872	3.9080
Mn	0.0584	0.0448	0.0688	0.0848	0.0408	0.0432	0.0576	0.0768
Mg	4.2128	4.4856	4.7600	4.0784	4.8640	4.9360	4.7768	3.9776
cal Fe <sub>3</sub>	-	0.0400	0.2168	-	0.1336	0.5680	0.5808	-
mg#:	0.55	0.56	0.60	0.52	0.61	0.62	0.60	0.50
cr#:	0.59	0.53	0.64	0.76	0.45	0.46	0.58	0.80
CAT#:	23.9208	24.0000	24.0000	23.9616	24.0000	24.0000	24.0000	23.9768
Spi	42.6048	47.0443	35.5683	23.9307	54.3077	52.2644	40.7656	20.3448
Her	-	-	-	-	-	-	-	-
Gah	-	-	-	-	-	-	-	-
Gal	-	-	-	-	-	-	-	-
Qua	-	-	0.4885	0.2129	0.0799	0.2875	0.2082	0.3428
Mfe	-	0.2533	1.3559	-	0.8386	3.5557	3.6346	-
Cou	-	-	-	-	-	-	-	-
Tre	-	-	-	-	-	-	-	-
Fra	-	-	-	-	-	-	-	-
Jac	-	-	-	-	-	-	-	-
Usp	-	-	-	-	-	-	-	-
Nic	-	-	-	-	-	-	-	-
Mnc	0.7519	0.5698	0.8674	1.0744	0.5191	0.5452	0.7236	0.9678
Pic	11.6335	8.7937	21.6301	27.3160	5.5206	5.3269	14.9169	29.0957
Chr	45.0098	43.3389	40.0897	47.4660	38.7341	38.0203	39.7512	49.2489
Mag	-	-	-	-	-	-	-	-
SUM:	97.09	99.97	99.96	98.66	99.96	99.98	99.97	99.19



## A Vértes-előtér és a Gerecse-hegység kréta időszaki nagyforaminifera vizsgálata és sztratigráfiai értékelése

Cretaceous larger Foraminifera and their stratigraphy from the Vértes foreland and the Gerecse Mts (Hungary)

GÖRÖG Ágnes

ELTE Őslénytani Tanszék, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

(7 ábrával)

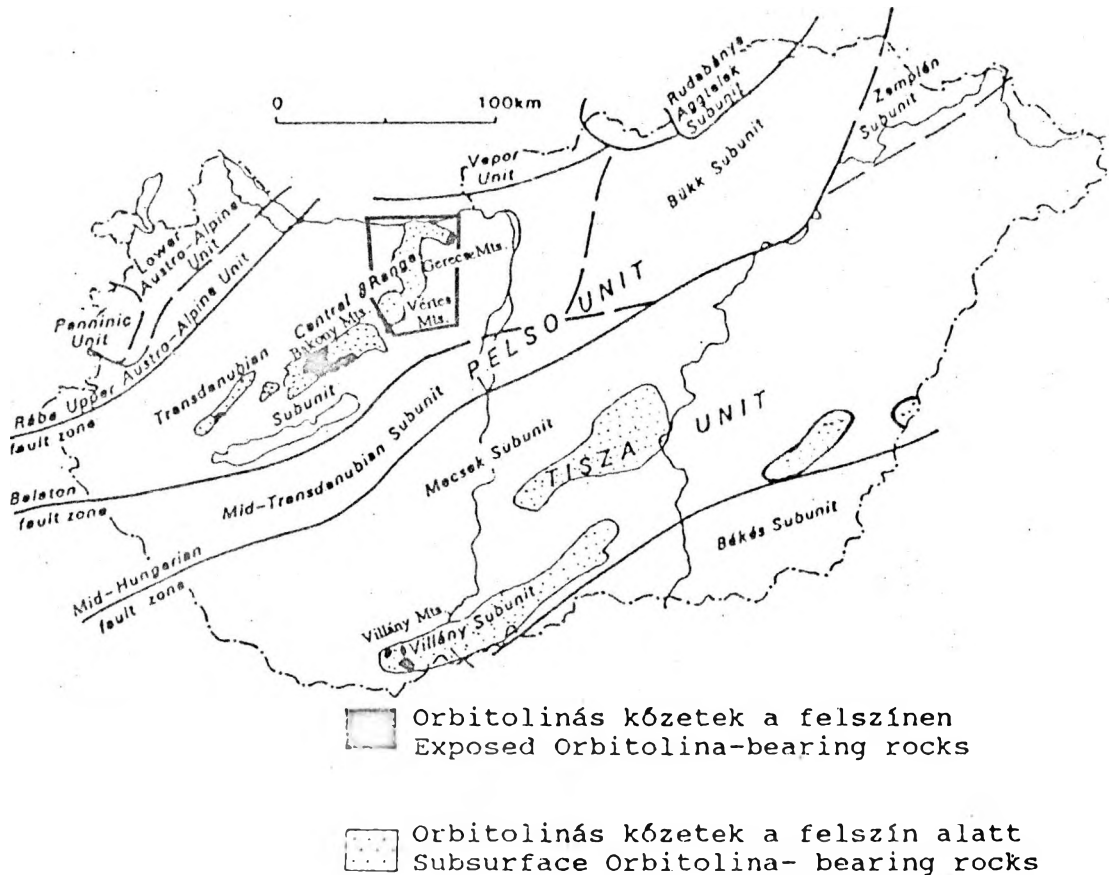
Abstract

Larger foraminifera, especially orbitolinids were studied from the Vértes Foreland and the Gerecse Mts. The Middle Aptian–Early Albian *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER) appeared in the sandstone layers of the Kőszőrűkőbánya Conglomerate Member of Gerecse Mts. In the Urgonian limestone boulders of the upper part of the Member *O. (M.) texana* and the Middle–Late Aptian *O. (M.)* cf. *lotzei* SCHROEDER were found together. In the Vértes Foreland *O. (M.) texana* appeared alone in the transitional layers of the Tata–Környe Formations and in the lower part of the Vértessomló Siltstone, and together with the Middle–Late Albian *O. (M.) subconca* LEYMERIE in the transitional layers of the Vértessomló–Környe Formations and in the Környe Limestone. In the Tés Clay the next, Late Albian *Orbitolina* association could be found: *O. (M.) subconca*, *O. (Orbitolina) sefíni* LEYMERIE and *O. (Conicorbitolina) baconica* (MÉHES). Above, in the Zirc Limestone larger foraminifera are represented by *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS and *Cuneolina pavonia parva* HENSON.

Key words: biostratigraphy, Cretaceous, larger foraminifera, Transdanubia, Hungary

Összefoglalás

A Vértes-előtér és a Gerecse-hegység kréta időszaki nagyforaminiferáit vizsgáltam, különös tekintettel az *Orbitolina*-félékre. A Gerecse-hegységben a Kőszőrűkőbányai Konglomerátum Tagozat homokkő rétegeinek izolált orbitolinái az középső-apti-kora-albai *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER) fajjal voltak azonosíthatók. A tagozat felsőbb szintjében található urgon-típusú mészkő tömbökben az *O. (M.) texana* a együtt fordul elő a középső- késő-apti *O. (M.)* cf. *lotzei* SCHROEDER fajjal. Az *O. (M.) texana* a Vértes-előtérben is megjelenik a Tatai–Környei Formáció átmeneti rétegeiben és a Vértessomlói Aleurit alsóbb részeiben egyedül, a Vértessomló–Környei átmeneti rétegekben és a Környei Mészkőben a középső késő-albai *O. (M.) subconca* LEYMERIE fajjal együtt. A Tési Agyagban a következő, késő-albai korra jellemző *Orbitolina* együttes jelent meg: az *O. (M.) subconca*, az *O. (Orbitolina) sefíni* LEYMERIE és az *O. (Conicorbitolina) baconica* (MÉHES). Feljebb, a Zirci Mészkőben a nagyforaminiferákat a *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS és a *Cuneolina pavonia parva* HENSON képviselte.



1. ábra. A vizsgált terület földrajzi helyzete. (CSÁSZÁR után.)  
 Fig. 1. Geographical position of the studied area. (After CSÁSZÁR)

## Bevezetés

A Vértes-előtér és a Gerecse-hegység kréta időszi nagyforaminiferái, főként az *Orbitolina*-félék a század közepétől ismertek. Számos munkában találunk meghatározásokat, értékeléseket, azonban az ezekben szereplő adatok igencsak ellentmondásosak (FÜLÖP 1958, MÉHES 1963, 1969, SCHLAGINTWEIT 1990a,b; GÖRÖG 1993). Szükséges volt tehát ezen képződmények orbitolina faunájának újrvizsgálata és revíziója, mely a jelen dolgozat célja.

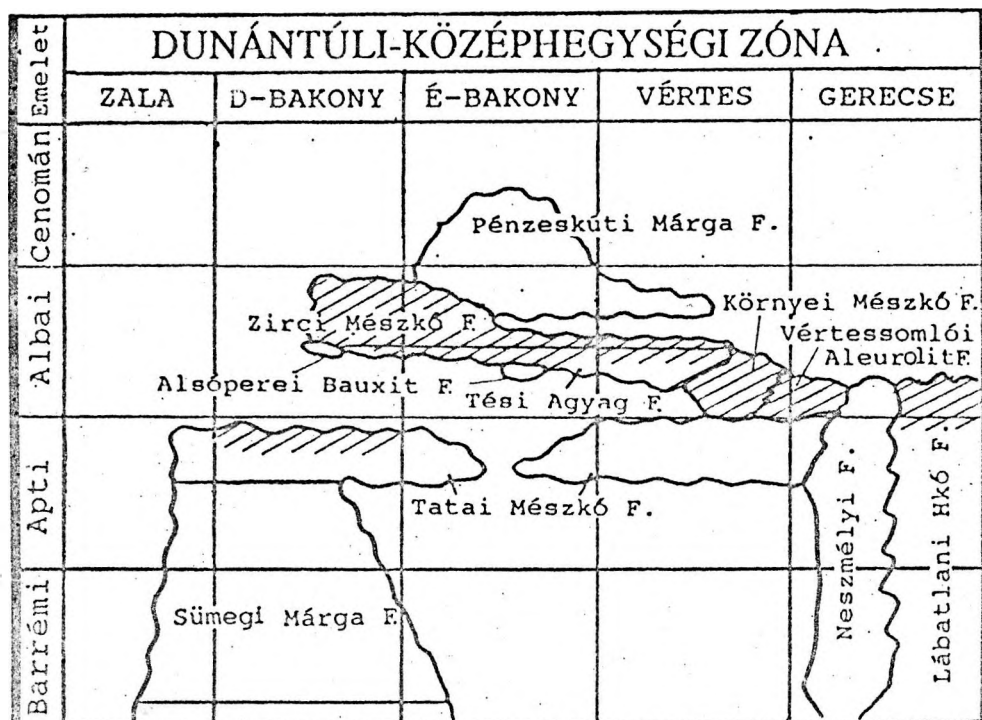
A barrémitől a cenománig terjedő időintervallumban a sekély-tengeri képződmények sok esetben legjobb sztratiográfiai értékű ősmaradvány csoportját az *Orbitolina*-félék alkotják. Ezek a kúp alakú nagyforaminiferák az urgon típusú karbonátos platformok jellegzetes alakjai, paleo-asszociációik jellemzőek az adott környezetre és életközösségre. Nemritkán kőzetalkotó mennyiségben jelennek meg. Egyéb nagyforaminiferák, mint például a *Cuneolina*-félék, *Sabaudia* és *Dicyclina* fajok szintén gyakran fordulnak elő ebben a környezetben részben az orbitolinákkal együtt. Általában ezek a fajok hosszú fajtöltőjűek, így kevésbé alkalmasak sztratiográfiai következtetések levonására.

A Vértes-előtérben a kréta időszi nagyforaminiferás rétegek csak fúrásokban találhatók, a következő for-

mációkban, illetve ezek átmeneti rétegeiben: Tatai Mészkö Formáció, Vértessomlói Aleurit Formáció, Könyei Mészkö Formáció, Tési Agyag Formáció és a Zirci Mészkö Formáció. Az *Orbitolina*-félék gyakran kőzetalkotó mennyiségben fordulnak elő, főként jellemző ez a fácies átmenetekre. A Gerecse-hegységben a Lábatlani Homokkő Formáció legfelső részét képező Kőszőrűkőbányai Konglomerátum Tagozat felszíni feltárásából gyűjthetők orbitolinák. A vizsgált terület földrajzi helyzete az 1. ábrán, a képződmények fácies kapcsolata és sztratiográfiai helyzete a 2. ábrán látható. A vizsgálatok tárgyát a Vértes-előtérben mélyített fúrások és a Gerecse-hegységben felszíni feltárásból gyűjtött minták anyaga szolgáltatta. Az *Orbitolina*-félék fajmeghatározása a váz belső szerkezetének paraméterein, főként az embrionális szerkezet felépítésén alapul (3. ábra), így a taxonómiai vizsgálatokhoz kellő számú és megfelelően orientált metszetre van szükség, melyek a legjobban izolált példányokból készíthetők. E célt szemelőtt tartva, maga a gyűjtés különböző módon történt a kifejlődés jellegétől függően, szelvényenként részletes megmintázás vagy csak az *Orbitolina*-félékre legperspektivikusabb szakaszokból

történő mintavétellel. Ezt a munkát segítette, hogy némi gyakorlat után szabadszemmel vagy lupe segítségével a példányok terepen is felismerhetők. A szét nem iszapolt

ható mintákból nagyszámú közet vékonycsiszolt készült. Az izolálható példányok pontos feldolgozását a váz paraméterek statisztikai kiértékelése is kiegészítette.



2. ábra. Az *Orbitolina*-féléket tartalmazó kréta formációk a Dunántúli-középhegységi zónában. (Vonalkázott rész.)  
Fig. 2. Cretaceous orbitolinid-bearing formations in Transdanubian Central Range zone (hatched area).

### A Vértes-előtér

MÉHES az 1969-ben a Vértes-előtérben mélyült nagyszámú, kréta képződményeket harántoló fúrás tanulmányozása során két *Orbitolina* populációt különített el. Megállapította, hogy az alsót, az *Orbitolina bencmendis*, a felsőt az *Orbitolina texana* faj képviseli, továbbá, hogy az előbbi az alsó-aptitól az apti-albai határig, az utóbbi az apti legtetőjétől az alsó-albai közepéig tartó időszakra jellemző. Ezek a megállapítások ma már korrekcióra szorulnak. Az alábbiakban a Vértes-előtérben végzett vizsgálataim eredményeiről képződményenként számolok be.

#### Tatai Mészke Formáció

A Tatai Mészke Formációból eddig csak Sümeg környékéről említettek nagyforaminiferákat, orbitolinákat (HOJNOS 1934, FÜLÖP 1964, HAAS et al. 1984). A képződményből GÖRÖG (1993) az *Orbitolina (Mesorbitolina)* sp. formát határozta meg.

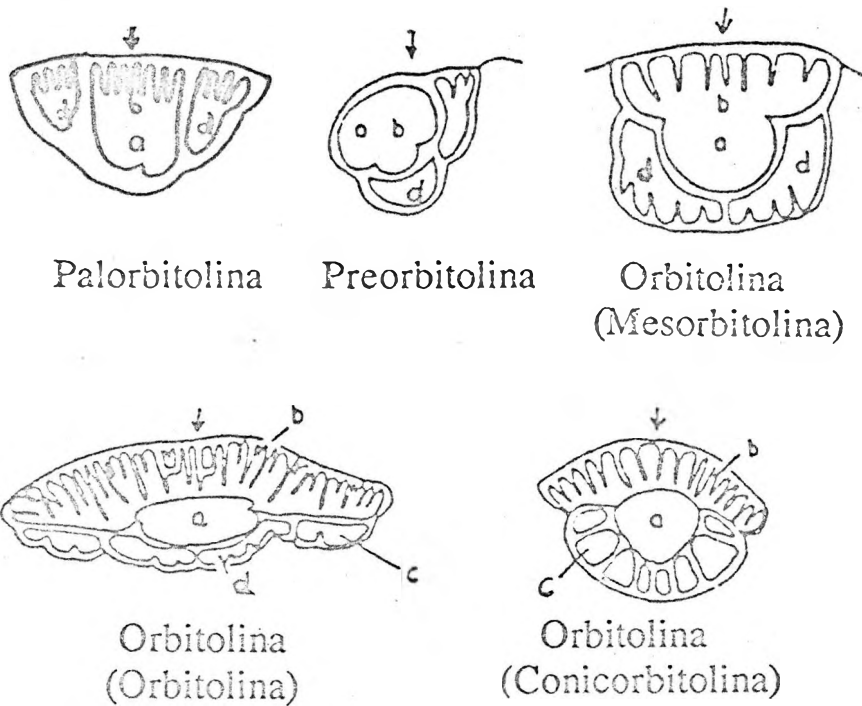
A Vértes-előtérben mélyült Oroszlány 1825 számú fúrásban (4. ábra) a fedő Környei Mészke folyamatosan fejlődik ki a Tatai Mészkeből. Ezekben az átmeneti rétegekben a biogén elegyrészek között a mollusca héj-

töredékek és az echinodermata vázelemek dominálnak. A foraminiferák közül a bentosz formák uralkodnak, orbitolina példányokat szinte minden réteg tartalmaz. Mellettük találunk Miliolidea és Textulariidae fajokat, és helyenként a plankton formák is megjelennek. Az orbitolinák általában eléggé koptatottak és agglutináltak. Az *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* faj volt meghatározható, melynek sztratigráfiai elterjedése középső-apti középső albai (7. ábra).

#### Vértessomlói Aleurolit Formáció

Ez a képződmény csak a Vértes-előtérből, fúrásokból ismert (2. ábra). A középső-kréta üledékciklus legidősebb tagja, normál tengeri, sekély medence kifejlődésű képződmény. Az alsó szakaszában talált ammonitesek alapján az alsó-albai Leymeriella tardifucata zónába tartozik (CSÁSZÁR és HAAS, 1984). Az orbitolinák a formáció felső szakaszában jelennek meg. Itt a meszesebb és az agyagosabb rétegek váltakoznak. Gyakran a meszesebb részek mint lekerekítettlen kavicsok jelennek meg az agyagos mátrixban. Az orbitolinák mennyisége általában néhány százalék, de vannak kb. 1 méter vastagságú orbitolinait rétegek is. A

## Orbitolininae



3. ábra. Az Orbitolininae-félsők embrionális szerkezete. Jelmagyarázat: Nyíl: a váz csúcsa, a: kezdőkamra, b: deuteroconch, c: subembrionális kamrák, d: perieembrionális kamrák.

Fig. 3. Embryonic apparatus of subfamily Orbitolininae. Legend. Arrow: apex of the test, a: protoculus, b: deuteroconch, c: subembryonic chambers, d: perieembryonic chambers.

nagyforaminiferák megjelenése és mennyisége független a kőzet agyagtartalmától. A megtartási állapot pár méteren belül is erősen változik. Általában jellemző, hogy az agyagos részeken, nöhonnan a fauna kiiszapolható, nagyon rossz megtartási állapotúak, erősen koptatottak, embrionális részük kiesett, a belsejük agglutinált vagy átkristályosodott. A meszesebb rétegekben gyakori jelenség, hogy a teljesen lekerekített, és a viszonylag jó megtartású orbitolinák együtt találhatóak. A Vértessomlói Aleurolit mélyebb részében (Oroszlány 1999 sz. fűrés 338,5m) az *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER) példányaiából álló monospecifikus orbitolina populáció található. A képződmény felső szakaszát (Oroszlány 2008 sz. fűrés, 340,7–350,0m) az *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* és az *Orbitolina (Mesorbitolina) subconca* LEYMERIE faj együttes előfordulása jellemzi, az előbbi faj dominanciájával, melyek kora-középső-albai kort jelölnek.

Az orbitolina tartalmú rétegekben a plankton formák teljesen hiányoznak és egyéb bentosz szervezetek is rendkívül alárendelt szerepet játszanak. A foraminiferák közül néhány *Lenticulina* és *Textulariidae* példány jelent meg. A makrofaunát esekély számú echinodermata és mollusca héjtöredékek, továbbá rák ollók alkotják.

A lapos kúp alakú házú orbitolinák egyeduralma, az ősmaradványok erős koptatottsága, az egyéb bentosz szervezetek alárendeltsége és a plankton formák hiánya

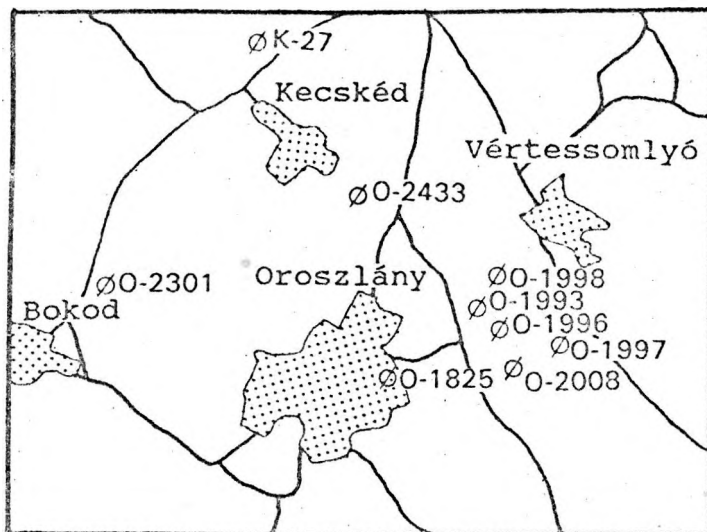
többszöri áthalmozódásra és sekély medencében történt hosszabb távú szállítódásra utalnak.

## Környei Mészke Formáció

A foltzátony kifejlődésű, *Toucas*ákban gazdag Környei Mészke Formáció szintén csak fűrésokban nyomon követhető a Vértessomlói előtérben (4. ábra). MÉHES (1963) a „majki és oroszalanyi fűrészekből a requeziás mészke feletti sárgásszürke orbitolinás mészkeből” mely valójában a Környei Mészke Tési Aggyag átmeneti rétegeinek felel meg az *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* fajt határozza meg.

A formációban a fő zátonyalkotó szervezetek, mint a rudisták, a csigák, a korallok, a vörös algák és a hydrozoák mellett gyakran megjelennek a nagyforaminiferák is. Leggyakoribbak az orbitolinák és a cuneolinák. A formáció belsejében az Orbitolinafélsők az ősmaradvány tartalom maximum 5–6 %-át adják. Az *O. (M.) texana* (ROEMER) és az *O. (M.) subconca* LEYMERIE faj együtt fordul elő az utóbbi faj dominanciájával. A *Cuneolina*-félsők és egyéb foraminiferák, mint a *Miliolidae* és a *Textulariidae* fajok példányai még ritkábbak. A Környei Mészke a Vértessomlói Aleurolittal, illetve a Tési Aggyaggal alkotott átmeneti rétegei nagy mennyiségben tartalmaznak orbitolinákat, nem ritkák az orbitolinák rétegek sem. A Környei-Vértessomlói rétegekben (pl. Oroszlány 2008 sz.





4. ábra. A Környi Mészke Formációt harántoló fúrások földrajzi helyzete.

Fig. 4. Location of boreholes penetrated Környe Limestone Formation.

fúrás) az *O. (M.) texana* és az *O. (M.) subconca* faj együtt jelennek meg, körülbelül azonos mennyiségben. A Tési-Környi rétegek kőzetanyaga az agyagtól az agyagmárgán át, a mészkőig változik (Környe 27, Oroszlány 1825, 1993, 1996, 1997, 1998, 2301 és 2433 sz. fúrások). Az orbitolinák rétegekben az orbitolinákon kívül egyéb ősmaradvány nem vagy elenyésző mennyiségben (kevesebb, mint 1%) fordult elő. A példányok megtartási állapota az egyes rétegekben erősen különbözik és gyorsan változik mind laterálisan, mind vertikálisan. A kőzetjelleg és a megtartási állapot minősége között nem volt összefüggés. Gyakran ugyanabban a mintában az erősen lekerekített és az ép példányok együtt fordultak elő. Helyenként az intraklasztok is tartalmaznak orbitolinákat. Az *O. (M.) texana* és az *O. (M.) subconca* fajok együttesen fordultak elő, az utóbbi faj dominanciájával és a képződmény legfelső részén egyeduralmával (pl. Oroszlány 1998 sz. fúrás, 281 m). Az orbitolinák alapján a képződmény alsó szakasza kora-középső-albai, a felső része középső-felső-albai korú.

#### Tési Agyag Formáció

A Tési Agyag Formáció kőzetjellegében igen változatos, mocsári-tavi és tengeri kifejlődésű rétegek váltakozásából álló képződmény, felfelé területenként változó, erősödő tengeri jelleggel (CSÁSZÁR, 1978, 1986) (2. ábra). A formáció felső, tengeri szakasza, különösen a Zirci Mészkevel alkotott átmeneti mészkő illetve mészmárga rétegeinek gazdag orbitolina faunája már régóta ismert a Bakony hegység területéről. TAEGER 1912-ben a Zirc melletti Tündérmajor általa cenománnak tartott „foraminiferás agyagából” az *Orbitolina lenticularis* és *Orbitolina concava* fajokat határozta meg. NOSZKY (1934) a zirci tündérmajori lelőhely környékéről, az apti korúnak tartott agyagos és márgás képződményekből három orbitolina fajt említett: *Orbitolina lenticularis* LAMARCK, *Orbitolina*

*discoidea* GRAS, *Orbitolina* cfr. *conca* LAMARCK. MAJZON a zirci Új utca (= Cigány árok) „apti agyagmárga csoport”-jából ZALÁNYI (1953) által gyűjtött orbitolinákat *Orbitolina concava* LAMARCK fajnak határozta. MÉHES 1963-ban új fajt írt le *O. baconica* néven a zirci Cigány-árokban. PEYBERNÉS (1979) összefoglaló tanulmányt közöl a magyarországi urgon fáciesű képződményekről, részletezve azok Orbitolininae tartalmát is. A korábbi ismereteket e téren újabb eredményekkel bővítette. A munierias márga meszesebb részéből az apti *Orbitolina (M.) minuta* DOUGLASS fajt különítette el. CSÁSZÁR (1986) monográfiájában a Tési Agyag zirci Disznó-legelön található orbitolinák rétegeiből MÉHES az *Orbitolina (Mesorbitolina) baconica* MÉHES és az *O. (Orbitolina) concava* fajokat határozta meg. CSÁSZÁR megemlíti, hogy a formációt harántoló fúrásokban (Zi. 61, Cseh 13 és Tt. 27) is találunk orbitolinákat tartalmazó rétegeket.

Vizsgálataim során a Vértes-előtérből csak a fentebb említett Környe-Tési átmeneti rétegekből kerültek elő nagyforaminiferek. A Bakony területén számos fúrásban (Súr 1, Tés 27, Zirc 61, Csetény 25) és Zirc környékén (Cigányárok, Tündérmajor) a felszínen is tanulmányoztam a Tési Formáció magasabb sztratigráfiai helyzetű, orbitolinákban gazdag rétegeit (GÖRÖG 1993). A formációban az orbitolinák erősen koptatottak, legtöbbjük embrionális szerkezete hiányzik és belsejük agglutinált, vonatkozik ez mind a meszes rétegek, mind pedig az agyagosabb rétegek példányaira. Az említett felszíni feltárásokban orbitolinák rétegeket találunk, de a fúrások is harántoltak ilyeneket (pl. Súr 1, Csetény 25). Itt az orbitolinák a kőzet kb. 40–50% át alkotják. Három alnemzetség szintjén is különböző faj együttesen fordul elő, melyek az Orbitolininae alsó család evolúciós vonalának egymást követő tagjai. A paleoasszociáció uralkodóan (kb. 70%-ban) az *Orbitolina (Mesorbitolina) subconca* LEYMERIE faj egyedeiből áll, mellette megjelennek az *Orbitolina (Orbitolina) sefini* LEYMERIE és az *O. (Conicorbitolina)*

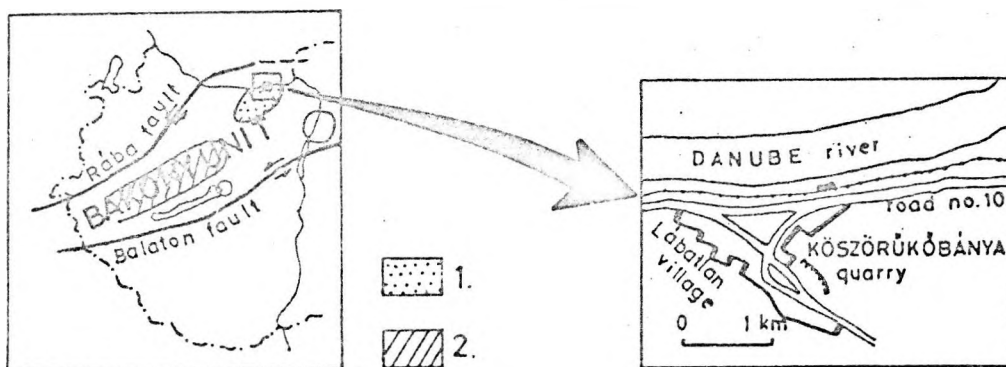
*baconica* (MÉHES) fajok is (3. ábra). Ez utóbbi átmeneti formát képvisel az *O. (C.) corbarica* Schroeder és a *O. (C.) conica* D'ARCHIAC között. Az *O. (O.) sefini* eddig csak É-Spanyolországból (BERTHOU et SCHROEDER 1978), Portugáliából (REY et al. 1977) és Angliából (SCHROEDER et al. 1986, SIMMONS et WILLIAMS 1992) ismert. E három faj együttes előfordulása alapján ezek a rétegek késő-albai koriak. A képződmény más részéből eddig csak az *Orbitolina (M.) subconca* LEYMERIE és a *Orbitolina (C.) baconica* (MÉHES) fajok voltak meghatározhatók, az előbbi faj túlsúlya mellett. Az orbitolinák alapján a képződmény felső szakasza középső(?) késő-albai kori.

Az orbitolinák mellett mollusca héjtöredékek, echinodermata vázelemek, vörös algák, mint a *Paraphyllum primaevum* LEMOINE, az *Agardhiellopsis cretacea* LEMOINE és a *Marinella lugeoni* PFENDER, rendkívül kevés *Munieria*, néhány egyéb foraminifera, pl. *Charentia cuvillieri* NEUMANN, *Hensonina lenticularis* (HENSON), *Reophax* sp., *Glomospira* sp., Textulariidae és Miliolidae található. A vörös algák az eredetileg a Pireneusokból leírt Vimport Floridae flóra jellegzetes alakjai. Ez a jellegzetes flóra provincia megtalálható a Pireneusokon kívül az Ibériai félszigeten, Algériában, Szíriában és Jugoszláviában is (PEYBERNÉS 1977, PÉLISSÉ et al. 1982). A lapos orbitolinák és a vörös algák a külső platform jellegzetes alakjai.

#### Zirci Mésző Formáció

A Zirci Mésző Formáció urgon-típusú platform kifejlődésű képződmény. A bakonyi kifejlődési terület orbitolináival számos szerző foglalkozott (NOSZKY 1934,

MÉHES 1963, 1969, PEYBERNÉS 1979, CSÁSZÁR 1986, SCHLAGINTWEIT 1990, GÖRÖG 1993). A Vértes-előtérben a formációnak túlnyomórészt csak az alsó, rudista-félékben gazdag, nagyforaminiferákban szegény szakasza, az Eperkéshegyi Mésző Tagozat jelenik meg. A magasabb sztratigráfiai szintű, Mesterhajagi Tagozat orbitolinákban gazdag rétegei a vizsgált fúrásokban nem fordultak elő. Az Eperkéshegyi Tagozatban az ősmaradványtartalom legnagyobb részét (50–80%-át) a mollusca héjtöredékek főként rudisták, de gastropódák is adják. Az algákat csekély mennyiségben primitív algák (pl. *Marinella lugeoni* PFENDER) képviselik. A foraminifera között a Miliolidae-félék uralkodnak, a Textulariidae-félék és a *Glomospira* spp. viszonylag gyakoriak. A vizsgált fúrásokban (Orosziány 1825 és 2396) a nagyforaminifera társulásban a *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS és a *Cuneolina pavonia parva* HENSON a leggyakoribbak, majd az *Orbitolina*-félék következnek, továbbá néhány *Sabaudia minuta* HOFKER példány is megjelent. Az orbitolinákat a megfelelő metszet hiányában nem lehetett pontosan meghatározni. A *Dicyclina schlumbergeri* és a *Cuneolina pavonia parva* együttes előfordulása a késő-albai kort jelzi. Ezzel összhangban van, hogy a nagyforaminifera együttes legjobban a Zirci Mésző Úrkúti Mésző Tagozatban találhatóéhoz hasonlít, melyben késő-albai-középső-cenomán *Orbitolina (Orbitolina) concava* (D'ARCHIAC) faj fordult elő. A Bakony-hegység területén az Eperkéshegyi tagozatban az orbitolina populációt az *Orbitolina (Mesorbitolina) aperta* ERMAN, az *O. (Conicorbitolina) baconica* MÉHES és az *O. (Orbitolina) sefini* HENSON jellemzi, az első faj túlsúlyával, melyek ugyancsak a késő-albai kort jelzik (GÖRÖG 1993).



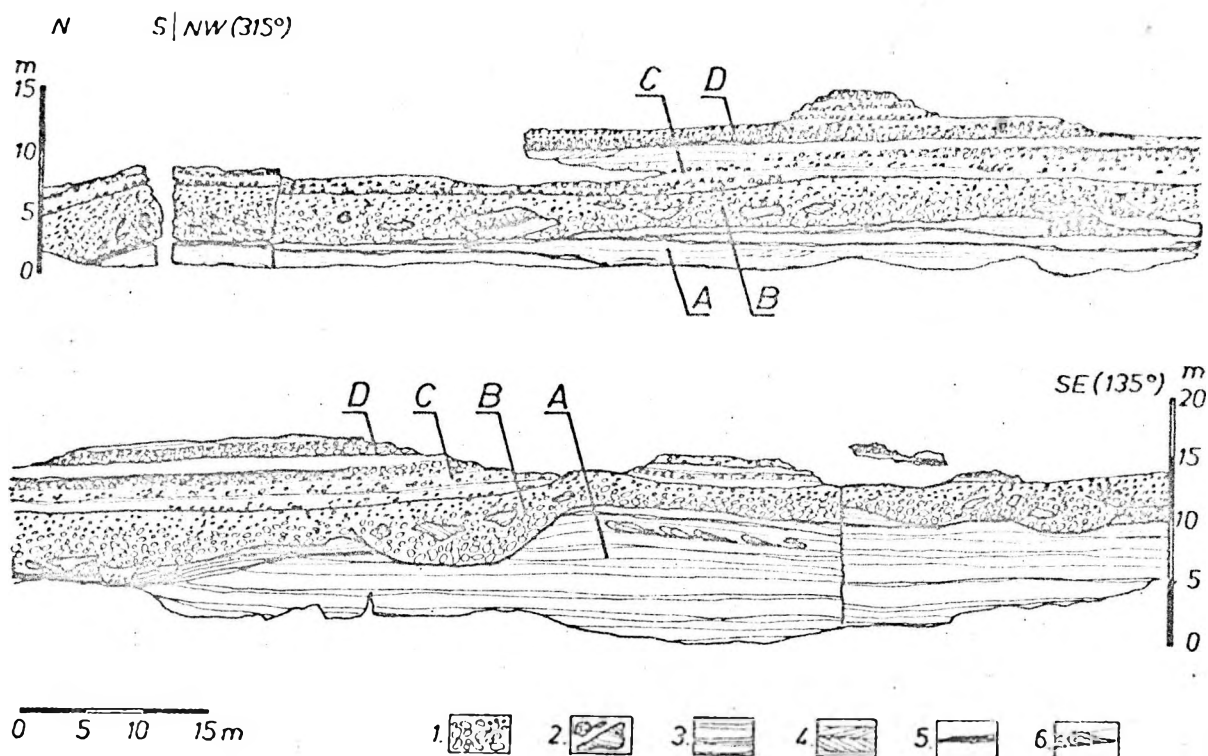
5. ábra. Lábatlan, Kőszörűkőbánya földrajzi helyzete. (SZTANÓ 1990 után.)  
Fig. 5. Location of Kőszörűkőbánya quarry, near Lábatlan. (After SZTANÓ, 1990)

#### Gerecse

A gerecse-hegységi kréta képződmények közül ezideig csak a Lábatlani Homokkő Formáció legfelső részéből, a Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozathoz ismerünk nagyforaminiferákat, orbitolinákat. Igaz ugyan, hogy MAJZON (1966) a gerecse-hegységi orbitolinákról azt írta, hogy „Fülöp a tatai Kálvária-domb barrémi-apti emeletbe

sorolható alaphreccsában Orbitolinákat” talált. Ez az adat valószínűleg azonban tévedésen alapul, mert sem az idézett munkában (FÜLÖP 1958) sem későbbi publikációkban ilyen utalás nem szerepel.

A Kőszörűkőbányai Konglomerátum Tagozat a Lábatlan melletti Kőszörűkőbányai köfőjtőben tanulmányozható



6. ábra. Lábatlan, Kőszörükőbánya szelvénye. Jelmagyarázat: 1: konglomerátum, 2: intraformációs felszakított klasztok és extraformációs mészkő tömbök, 3: homokkő, 4: keresztretegzés, 5: aleurolit, 6: esuszamlások. Alfáciesek: A: homokkő és aleurolit, B: törmelék alapú, gradált konglomerátum, C: homokkővek és fordítottan gradált mátrix-alapú konglomerátumok, D: mészkő törmelékben gazdag gradált konglomerátum. (SZTANÓ, 1990 után.)

Fig. 6. Panoramic view of Kőszörükőbánya, Lábatlan. Legend. 1: conglomerate, 2: intraformational rip-up clasts and extraformational limestone boulders, 3: sandstone, 4: cross-bedding, 5: siltstone, 6: slumps. Subfacies: A: sandstone and siltstone, B: clast supported, graded conglomerate, C: sandstones and inverse graded, matrix-supported conglomerates, D: graded conglomerate rich in limestone clasts. (after SZTANÓ 1990).

a legjobban (5. ábra). A kövejtő rétegsorát FÜLÖP (1958) és SZTANÓ (1990) vizsgálta részletesen. Fülöp az összletet a kőzetkifejlődés alapján homokkő illetve konglomerátum rétegesoporra osztotta. Az utóbbiban alulról felfelé haladva a következő részeket különítette el: alsó konglomerátumpad, keresztretegzett homokkő, középső konglomerátumpad, orbitolinás homokkő, zöldesszürke homokkő, felső mészkőbreccsapad, továbbá szürkészöld homokkő és homokos agyag rétegek. SZTANÓ a szedimentációs jelleg alapján megállapította, hogy az összlet tengeralti hordalék-kúp csatorna (fan-channel) üledék és négy alfáciest különböztetett meg (6. ábra).

A lelőhelyet elsőként HANTKEN (1867) említi, az orbitolina példányok létéről azonban csak közel 100 év múlva történt először feljegyzés FÜLÖP (1958) révén. E munkában (XI. tábla, 9. kép) találunk először ábrázolást a hazai orbitolinákról. A példányok a Kőszörükőbánya második konglomerátum padja feletti homokkőből származtak (6. ábra, C alfácies, illetve FÜLÖP-féle orbitolinás homokkő). SIDÓ, FÜLÖP ezen dolgozatában, a külső alakjuk alapján a következő barrémi fajokat határozta meg: *Orbitolina birmanica* SAHNI, *O. cf. tibetica* COTTER, *O. lenticularis* BLUMENBACH és *O. conoidea* GRAS. Ez a fajlista tartalmazza a barrémi emelethől addig leírt összes

*Orbitolina* fajt az *O. bulgarica* (DESHAYNES) kivételével, melynek hiányát a szerző is említi. MÉHES az 1963-ban a Gerecse-hegységben a Kőszörükőbányai Konglomerátum homokkő rétegeből származó példányokat küld HOFKER-nek, aki a kitöredezett embrionális szerkezet helyének átmérője alapján az orbitolinák korát késő-barrémi-koraaptinak tartja. Később MÉHES (1969) ezt az álláspontot fogadja el. A kőbánya legfelső ú. n. „felső breccsa” rétegeiben (6. ábra, D alfácies) orbitolinákban gazdag urgon típusú mészkőtömböket találunk, melyekből középső-apti-alsó-albai időintervallumban élt *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* (ROEMER) fajt írta le SCHLAGINTWEIT (1990a,b) és GÖRÖG (1993). SZTANÓ és BÁLDI-BEKE (1992) a Kőszörükőbányában található legalsó szakasz (6. ábra, A alfácies, illetve FÜLÖP-féle homokkő rétegesoport) agyag rétegeiben talált nannoplankton alapján a képződés korát felső-apti-alsó-albai emeletben jelölte meg.

Vizsgálataim során a rétegsor három felső alfáciésében találtam *Orbitolina*-félüket. Először az alsó konglomerátumpad (= B alfácies) nem túl gyakori, alig lekerékített biogén, zátony-kifejlődésű mészkő görgetegeiben jelentek meg. A csak kőzetesiszolában vizsgálható példányok az Orbitolininae alszalád egyszerű embrionális szerkezettel rendelkező csoportjához tartoznak, preorbitolinák vagy

idősebb mesorbitolinák (3. ábra). A rossz megtartás és az erős átkristályosodás pontosabb meghatározást nem tett lehetővé. A nagyforaminiférák mellett zátonyépítő szerkezetek, mint korallok, hidrozoák, rudisták és vörös algák töredékeit találjuk. Az  $\epsilon$  fölötti szakasz (C alfácies) homokkő rétegei (FÜLÖP-féle orbitolinás homokkő) helyenként nagy mennyiségben tartalmaznak izolálható orbitolinákat. Innen származnak a fent említett, SÍDÓ és MÉHES által vizsgált példányok. Az orbitolinák mennyisége az agyagos, finom szemés homokkő szakaszokban elérheti az ősmaradvány tartalom több mint 80%-át. Innen egyéb foraminifera és ostracoda még nem került elő. A keményebb, meszesebb, középszemcsés homokkő rétegekben a valamivel jobb megtartású orbitolinákon kívül néhány ostracoda is megjelent (MONOSTORI szóbeli közlés). A makrofaunát néhány korall, hidrozoa, rudista, Ostrea-féle, echinodermata vázelem, és vörös alga töredék alkotja. Az orbitolinák általában igen rossz megtartási állapotúak, erősen koptatottak és a belsejük agglutinált. A majd ötszáz példány közül mindössze néhány volt alkalmas a fajmeghatározáshoz elengedhetetlen orientált metszet készítésére. Ezek alapján a késő-apti-kora-albai *O. M. texana* (ROEMER) faj példányai voltak azonosíthatók. Fiatalabb kort jelölnek, mint amit korábban SÍDÓ és MÉHES határozott. A bio- és litofácies alapján feltételezhető, hogy a vázak elsődlegesen zátonyfelületi környezetben halmazódtak fel.

A kőbánya legfelső ún. „felső breccsa” rétegeiben (D alfácies) orbitolinákban gazdag urgon-típusú mészkőtömböket találunk. Az ősmaradvány tartalom közel 30%-ban mollusca héjtörmelékekből áll, gyakori a korall, a spongia és az echinodermata metszet is. Az algák közül a *Kymalithon belgicum* (FOSLIE) LEMOINE et Emberger és a *Pseudolithothamnium album* PFENDER azonosíthatók. A foraminiférák között a leggyakoribbak az Orbitolininae fajok, mennyiségük 2-6 %. A példányok nagyon jó megtartásúak, de csak közetesiszlatban vizsgálhatók. A kőzet intraklasztokat is tartalmaz, melyekben az orbitolinák általában rosszabb megtartási állapotúak voltak, de fajra megegyeztek a bezáró kőzetével. Az *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* (ROEMER) domináns faj mellett az *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. lotzei* SCHROEDER faj néhány egyede volt meghatározható. Az orbitolinákon kívül a következő bentosz foraminiférák jelentek meg kis számban: *Charentia cuvillieri* NEUMANN, *Glomospira urgoniana* ARNAUD-VANNEAU, *Valvulineria n. sp.2* ARNAUD-VANNEAU és az *Everticyclammina hedbergi* (MAYNC).

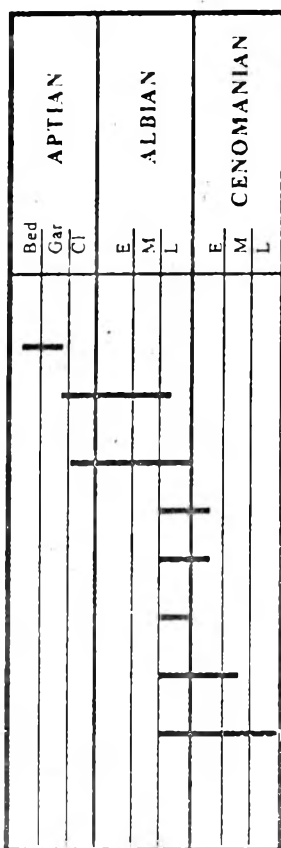
Az *O. (M.) texana* és a *O. (M.) cf. lotzei* faj együttes előfordulása alapján ezek a mészkő tömbök késő-apti, gargasien korúak. Az ősmaradványok jellegzetes külső platform szerkezetek, erre a környezetre utalnak az *Orbitolina* tartalmú intraklasztok is.

## Összefoglalás

A Vértes-előtér és a Gerecse-hegység középső-kréta kifejlődéseinek a nagyforaminifera faunájában a legfontosabbak mind mennyiségi, mind sztratigráfiai értéküket tekintve az *Orbitolina*-félék. Mellettük *Cuneolina*-félék, *Subandia* és *Dicyclina* fajok jelentek meg. Ezekről a területekről eddig csak az Orbitolininae alcsalád fajtái kerültek elő, melyek többsége kozmopolita. A leggyakoribb az *Orbitolina (Mesorbitolina)* alnemzetség, mely világszerte a legjobban elterjedt az apti-albai korú sekély tengeri képződményekben (MOULLADE et al. 1985). A gerecse-hegységbeli lábatlani Kőszőrűkőbánya kőfejtő rétegsorának felsőbb szintjében az ún. „felső breccsa” szint urgon-típusú mészkő kavicsaiban megjelenő *Orbitolina (Mesorbitolina) cf. lotzei* SCHROEDER faj mely a mesorbitolinák legidősebb és egyben a legegyszerűbb és legkisebb embrionális szerkezetű tagja az eddig ismert legidősebb forma a Dunántúli-középhegység területéről. A filogenetikai sor következő tagja az *O. (M.) texana* (ROEMER) volt meghatározható a Kőszőrűkőbányai Konglomerátum Tagozat rétegtanilag idősebb homokkő tömbjeiből, továbbá megjelent az *O. (M.) cf. lotzei* együtt is. E két faj együttes előfordulása a gargasi alemeletré utal. A Konglomerátum Tagozat kora az orbitolinák alapján fiatalabb a gargasi alemeletnél, ami jól összeegyeztethető a nannoplankton alapján megállapított késő-apti kora-albai korrallal (SZTANÓ és BÁLDI-BEKE 1992). SZTANÓ

(1990) vizsgálatai alapján a konglomerátum anyaga ÉK, azaz a mai Szlovákia felől érkezett, ahonnan hasonló képződményt nem ismerünk (MIŠÍK, 1990). A szlovákiai előfordulásokban ezek a formák a villányi-hegységi kifejlődéshez hasonlóan a belső karbonát platformra jellemző zöldalagákkal fordulnak elő egy populációban (GÖRÖG, 1993). A kifejlődés az Északi-Mészkő-Alpokban található Rossfeldi Formáció „exotikus” urgon mészkő kavicsaival mutat rokonságot, ahol ugyancsak a külső karbonát platformra jellemző vörös algákkal jelennek meg az Orbitolininae fajok egy palaeokommunitásban (SCHLAGINTWEIT 1990a,b).

A Vértes-előtérben található képződményekben az orbitolinás rétegek a fácies átmenetekhez kötődnek, melyek legtöbbször egybeesnek a formációk átmeneti rétegeivel. Igaz ez a Tatai-Környei, Vértessomlói-Környei, a Környei-Tési és a Tési-Zirci Formációk átmeneteinél is. Az *Orbitolina (Mesorbitolina)* alnemzetség evolúciós sorának egymást követő tagjai sorra megjelennek. A Tatai Mészkő felső szakaszából először sikerült fajra meghatározni az orbitolinákat. Az *Orbitolina (M.) texana* (ROEMER) faj fordult elő, mely ugyancsak egyeduralkodó volt alsó- és középső-albai Vértessomlói Aleurolit alsó szakaszán. A rétegsorban felfelé haladva Vértessomlói Aleurolit és a Környei Mészkő átmeneti rétegeiben és a Környei Mészkő más szakaszaiban az *O. (M.) texana* mellett a fejlődési sor következő tagja, az *Orbitolina (M.)*



*Orbitolina (Mesorbitolina) lotzei*

*Orbitolina (Mesorbitolina) texana*

*Orbitolina (Mesorbitolina) subconcava*

*Orbitolina (Mesorbitolina) aperta*

*Orbitolina (Orbitolina) sefini*

*Orbitolina (Conicorbitolina) baconica*

*Dicyclina schlumbergeri concava*

*Cuneolina pavonia parva*

7. ábra. A vizsgált nagyforaminiferák félék sztratigráfiai elterjedése. (SCHROEDER et NEUMANN, 1985 és ARNAUD-VANNEAU (in press) után.)

Fig. 7. Stratigraphic range of studied larger foraminifers. (After SCHROEDER et NEUMANN 1985 and ARNAUD-VANNEAU (in press)).

*subconcava* LEYMERIE is megtalálható volt, mely forma már a középső-késő-albai alemeletre jellemző. Alul az *O. (M.) texana* uralkodik, majd fokozatosan háttérbe szorul és átadja helyét az *O. (M.) subconcavának*. A Tési Agyagban csak ez utóbbi faj képviseli a mesorbitolinákat, de megjelennek az *Orbitolina* és *Conicorbitolina* alnemzetiség fajai is, az *Orbitolina (Orbitolina) sefini* HENSON és

az *Orbitolina (Conicorbitolina) baconica* (MÉHES). Az *Orbitolina* fajok késő-albai korra utalnak. A vizsgált területen az Zirci Mészköben *Orbitolina*-félék nem fordultak elő. A nagyforaminifera asszociációt a *Dicyclina schlumbergeri* MUNIER-CHALMAS és a *Cuneolina pavonia parva* HENSON együttes előfordulása jellemzi, mely a bezáró kőzet korát a késő-albai alemeletben valószínűsíti.

## Irodalomjegyzék

- BERTHOU, P.-Y. & SCHROEDER, R. (1978): Les Orbitolinidae et Alveolinidae de l'Albien supérieur - Cénomaniens inférieurs et le problème de la limite Albien/Cénomaniens dans le sud-ouest de la région de Lisbonne (Portugal). - Cahiers Micropal., Paris, 3, pp. 51-104.
- CSÁSZÁR G. (1978): A Tési Agyagmárga Formáció vázlatos fáciesértékelései. - Földtani Közöny 108 (3), pp. 328-342, 9 figs.
- CSÁSZÁR G. (1986): Dunántúli-középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxit képződéssel. - Geologica Hungarica Ser. Geol. 23, pp. 208 pp.
- CSÁSZÁR G. & HAAS J. (1984): The Cretaceous in Hungary; a review. - Acta Geologica Hungarica 27, 417-428.
- FÜLÖP J. (1958): A Gerecse-hegység krétaidőszaki képződményei. - Geologica Hungarica Ser. Geol. 11, 124 pp.
- GÖRÖG Á. (1993): *Orbitolina*-félék (nagyforaminiferák) megjelenése a magyarországi alsó- és középső-kréta képződményekben. - Őslénytani viták 39, p. 51-72, 8 figs.
- HAAS J., JOCHA-EDELÉNYI E., GÉDAI L., KAISER M., KRETZOI M. & ORAVECZ J. (1984): Sümege és környékének földtani felépítése. Geology of the Sümege Area. - Geologica Hungarica, Ser. Geologica 20, 365 p, 57 pls.
- MAJZON L. (1966): Foraminifera vizsgálatok. - Akadémiai Kiadó, Budapest, 939 p. 57 figs, 118 pls.
- MÉHES K. (1963): Magyarországi orbitolina-vizsgálatok. - MÁFI Évi jelentés az 1963. évről, pp. 95-106, 2 tbl., 1 fig., pl. VIII-XIII.
- MÉHES K. (1969): Az Orbitolinidacek evolúciós problémája és sztratigráfiai értékelése. - Földtani Közöny 99(2), pp. 137-146, 3 figs, 6 pls.

- MIŠK, M. (1990): Urganian facies in the West Carpathians. – *Knihovnicka Zemního plynu a nafty*, sv. 9a, pp. 25–54.
- MOULLADE, M., PEYBERNÉS, B., REY, J. & SAINT-MARC (1985): Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and Mid-Cretaceous Mesogean Orbitolinids (Foraminiferida). – *J. of Foraminiferal Research* 15(3), pp. 149–158.
- NOSZKY J. (1934): Adatok az északi Bakony kréta képződményeinek ismeretéhez. – *Földtani Közöny* LXIV, pp. 99–137.
- PÉLISSÉ, T., PEYBERNÉS, B., REY, J. (1982): Tectonique des plaques et paléobiogéographie des grands Foraminifères, benthiques et des Algues du Dogger à l'Albien sur le pourtour de la Mésogée. – *Bull. Soc. géol. France* 7/XXIV(5–6), pp. 1069–1076.
- PEYBERNÉS, B. (1977): Découverte des Algues Floridées du "faciès de Vimport" dans l'Albien des Monts Bakony (Hongrie) et donnees biostratigraphiques nouvelles sur le mesocretacé Hongrois. – *Geobios* 10(1), pp. 113–116.
- PEYBERNÉS, B. (1979): L'Urganien de Hongrie. – *Geobios*, Special Mém. 3, pp. 231–243.
- REY, J., BILOTTE, M. & PEYBERNÉS, B. (1977): Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien Marin d'Estremadura (Portugal). – *Geobios*, 10 (3), pp. 369–393.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1990a): Microfaunistic investigation of Hungarian Urganian limestones (Barremian-Albian). – *Acta Geologica Hungarica* 33(1–4), pp. 3–12, 2 figs, 4 pls.
- SCHLAGINTWEIT, F. (1990b): Allochthonous Urganian limestones of the Northern Calcareous Alps: facies and paleogeographic framework within the Alpine orogeny. – *Cretaceous Research. Special issue: Tethyan Cretaceous Correlations*, pp. 261–272, 9 figs.
- SCHROEDER, R. & NEUMANN, M. (1985): Les grands foraminifères du Crétacé moyen de la région Méditerranéenne. – *Geobios*, Special Mém. 7, 161 pp.
- SCHROEDER, R., SIMMONS, M. D., HART, M. B. & WILLIAMS C. L. (1986): A note on the occurrence of *Orbitolina sefini* HENSON, 1948 (Foraminiferida) in the Upper Greensand of SW England. – *Cretaceous Research* 7, pp. 381–387.
- SIMMONS, M. D. & WILLIAMS, C. L. (1992): Cretaceous Orbitolinidae (Foraminifera) from Onshore and Offshore South-West England. – *J. of Micropalaeontology* 11(1), pp. 21–30.
- SZTANÓ O. (1990): Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 7, pp. 431–446, 12 figs.
- SZTANÓ O. & BÁLDI-BEKE M. (1992): New date prove Late Aptian-Early Albian age of Kőszörükőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mts. Hungary. – *Annales Univ. Sci. Budapestensis R. Eötvös Nom. Sec. Geol.* 29, pp. 155–164.
- TAEGER H. (1912): További adatok a Bakony földtani viszonyaihoz. – *Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* 1911-ről, pp. 61–66.
- ZALÁNYI B. (1953): Adatok az Északi-Bakony apti ostracoda-faunájának ismeretéhez. – *Földtani Intézet Évi Jelentés az 1950. évről*, pp. 303–308.

## Vértes-előtéri középső-kréta rudistás építmények üledékképződési környezetei

Depositional environments of  
Middle Cretaceous rudistid-dominated frameworks  
in Vértes Foreland, Hungary

BARTHA Attila

MOL Rt., H-5000 Szolnok, Kőrösi út 43.

(4 ábrával és 1 táblázattal)

### Abstract

In the Albian deposit of Vértes Foreland - Hungary - seven depositional environments were distinguished on the basis of the molluscs collected from two wells (O-2301 and O-2385). Each depositional environment can be characterized with one paleocommunity, and the paleocommunities with one or more paleoassociations. The sediments deposited in these depositional environments are rich in rudist-dominated frameworks which were on different levels of development at the time of burial. The rudist-dominated frameworks were included in seven groups and a brief description was given for each. The detailed faunal and lithological investigations made possible the identification of lesser and greater transgressive-regressive sedimentation cycles, which were parts of the Albian-Turonian sedimentological cycle of the Mediterranean region.

Key words: Middle Cretaceous, mollusca, rudista, carbonate buildup, palaeocommunity, boring organisms, sea-level changes, biotic relations

### Összefoglalás

Az újonnan feldolgozott vértes-előtéri fúrásokból (O-2301 és O-2385) begyűjtött albai makrofauna alapján hét üledékképződési környezetet különítettem el. Ezek mindegyike egy-egy paleokommunitással, azon belül egy vagy több paleoasszociációval jellemezhető. Az üledékképződési környezetben lerakódott üledéket a fejlettségi szint különböző fokán álló rudistás építmények tagolják, melyek osztályozására és rövid jellemzésére is sor kerül. Az üledékek változatosságából és bizonyos fokú ismétlődéséből az albai folyamán lejátszódott kisebb-nagyobb transzgresszív-regresszív szedimentációs ciklusokra lehetett következtetni, melyek részei voltak a mediterrán térségre jellemző albai-turon üledékképződési ciklusnak.

### Bevezetés

A vértes-előtéri albai molluszkákkal 1988-ban kezdtem el foglalkozni. Az egy évig tartó TMB ösztöndíjas tevékenységem alatt összesen három fúrást (O-2301, O-2385 és O-2547) néztem át és mindössze kettőből (O-2301 és O-2385) gyűjtöttem be a faunát. A vizsgált fúrások száma

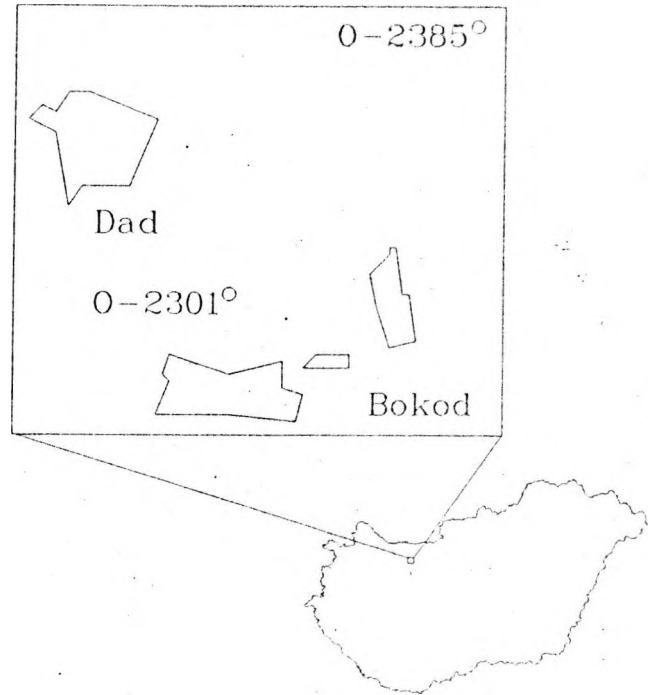
és a begyűjtött fauna mennyisége nem tette lehetővé az átfogó elemzést, de megfelelő alapot nyújtott bizonyos következtetések levonására és vizsgálati módszerek kidolgozására.

## Földtani környezet

A vértess-előtéri O-2301 és O-2385 fúrások (1. ábra) megvizsgált albai képződményei (Környei Mészke Formáció, Környei Mészke Formáció – Tési Agyagmárga Formáció közötti átmenet, Tési Agyagmárga Formáció) a Dunántúli-középhegység albai-cenomán üledékképződési ciklusának a részét képezik.

A ciklus legfőbb jellegzetessége, hogy az ausztriai fázis során lepusztított mezozóos térszínen időben és térben egyaránt váltakozó pélites és karbonátos formációk települnek. A megvizsgált formációk közül a zátonykifejlődésű Környei Mészke ÉK-K-i irányban – Orbitolinákban gazdag agyagos mészkő közbeiktatódásával – a nyílttengeri kifejlődésű, ammoniteszeket is tartalmazó Vértessomlói Aleurolitha megy át, míg DNy felé fokozatosan elvékonyodik és mind horizontálisan, mind vertikálisan a Tési Agyagmárga csökkent sósvízi képződményei váltják fel.

A Tési Agyagmárgát gyors, de folyamatos átmenettel a rudistás építményekben gazdag Környei Mészkehöz hasonló kifejlődésű Zirci Mészke, majd a Pénzeskúti Márga követi (CSÁSZÁR, 1976, 1986).



1. ábra. Az O-2301 és O-2385 fúrás helye.  
Fig. 1. Location of boreholes O-2301 and O-2385.

## A rudistás építmények osztályozása

### A zátonyépítmények rövid jellemzése

A kréta rudistás építmények összetételben, szerkezeti és ökológiai felépítésben igen eltérőek a barrémi emeletig domináns szerepet betöltött korallok és algák által uralt építményektől. Bizonyos szempontból egyszerűbbek, kevésbé változatosak, kevésbé rendezettek és kevésbé ellenállóak voltak a hullámok és áramlatok romboló tevékenységével szemben (BENKŐNÉ-CZABALAY, 1970, KAUFFMANN és SOHL, 1974, 1979, SCOTT 1984).

A vértess-előtéri rudistás építmények magukon viselik a rudisták uralta építmények (rudistid dominated frameworks) összes jellemvonásait:

a) A meglepően alacsony diverzitású, monospecifikus „zátonyépítő” által alkotott építmények igen kisszámú közösségekből álltak.

b) A megfigyelt rudistás építmények – szerkezetüket tekintve – lazák és az azt felépítő szervezetek (rudisták, alárendelt szerepben korallok és hydrozoák) nem érintkeztek szorosan egymással. Ezen építményeknél a pszeudokolonializmus foka, a laterális érintkezés és az összecementálódás mértéke igen alacsony volt, ami az egykori rudistás építmények ellenállóképességében is tükröződött. Ezzel magyarázható, hogy a vizsgált rétegsorokban is

inkább a viharok, áramlatok és rövid időtartamú kiemelkedések (édesvízi beütések a rétegsorokban!) által elpusztított építmények összerosott alkotóelemei, mintsem az érintetlen építmények fosszilis maradványai fordulnak elő.

c) A vizsgált építmények méretüket tekintve nem nagyok: főleg asszociációkról (associations), csokrokról (clusters), bokrokról (thickets) és hozótokról (coppices) van szó, melyek a rétegsorokban egymás fölött helyezkednek el és melyeket bioklasztos üledékek választanak el egymástól. Legjobb esetben elérik az egy méter körüli vastagságot, de a vizsgált területre inkább a néhány generációt átölelő vékonyabb rudistás építmények a jellemzőek. Ennek ellenére a közbeékelődött bioklasztos karbonátos rétegekkel együtt a több tíz méteres vastagságot is elérheti.

d) A rudistás építmények különböző élőhelyeket népesítenek be: a karbonátos platformokat, a platformok szegélyeit és az általuk többé-kevésbé lefűzött lagúnákat.

e) A rudistás építmények trópusi-szubtrópusi klímaviszonyokat tükröznek. A szervezetség alacsonyabb szintjén álló építmények, a KAUFFMAN (KAUFFMAN, 1973, KAUFFMAN és JOHNSON, 1988) által javasolt supertethysi klimatikus zóna (Supertethyan Climate Zone) peremén helyezkedtek el. Mivel a vizsgált területen a rudistás építmények csak a szervezetségi szint alacsonyabb fokát



érték el, felmerülhet bennünk az a gondolat, hogy ezen építmények nem a Tethys birodalom (Tethys Realm) magját képező supertethysi klimatikus zónához, hanem az azt övező normál trópusi zónához (Normal Tropical Tethyan Zone) tartoztak.

#### A rudistás építmények osztályozása

KAUFFMANN és SOHL (1974) osztályozásának a megjelenéséig nem sikerült igazán átfogó, az evolúciós szempontokat is figyelembe vevő osztályozást készíteni. Sok szerző helytelenül alkalmazza és alkalmazta a zátony és bioherm kifejezéseket. Mások viszont felismerték ezen építmények kötetlen szerkezetét, valamint a legtöbb esetben néhány generációra korlátozódó vertikális kiterjedését és biosztrómáknak, illetve pszeudozátonynak nevezték (POLŠAK, 1967). Ezenkívül még sok kifejezéssel illették a rudistás építményeket (pl. bank, cluster, aggregation, colony, gregarious habit stb. az angolszász irodalomban), melyek nem alkottak egy egységes, összefüggő nevezéktant.

Az első elfogadható átfogó osztályozás PHILIP nevéhez fűződik (1970), aki a rudistás építményeket morfológiájuk alapján osztályozta. Annak ellenére, hogy ez az osztályozás a maga nemében úttörő jellegű volt, két negatívummal rendelkezett:

– nem vette figyelembe az építmények evolúciós aspektusát,

– sok új terminust vezetett be feleslegesen, melyek már rendelkeztek jól ismert terminológiával.

A jelen munka a fentebb említettek figyelembevételével KAUFFMANN és SOHL (1974) osztályozását veszi alapul, mely a hermatipikus és ahermatipikus korallzátonyok osztályozására támaszkodva – kombinálva az evolúciós és morfológiai megközelítést – osztályozza a rudistás építményeket.

A fúrásokban a következő építményeket sikerült azonosítani:

- i) Egyedek (Individuals)
- ii) Asszociációk (Associations)
- iii) Csokrok (Clusters)
- iv) Bokrok (Thickets)
- v) Bozótok (Coppices)
- vi) Biosztrómák (Biostromes)

## A fauna

A változatos litológiai felépítésnek megfelelően a vizsgált fúrások molluszkfaunája igen gazdagnak mondható. A rosz megtartás ellenére összesen 25 kagyló nemzetség 11 fajtát és 15 csiga nemzetség 14 fajtát azonosítottam. A vizsgált képződményekből négy olyan kagyló-nemzetség (*Dosinia?*, *Inoceramus*, *Nemocardium*, *Protocardia*) és egy olyan csiganemzetség (*Pileolus*) került elő, melyeket erről a területről ezidáig nem írtak le.

#### Bivalvia:

- Agriopleura* sp.
- Anomia laevigata* SOWERBY
- Arca* sp.
- Astarte* sp.
- Avicula* sp.
- Chondrodonta* sp.
- Corbula neverinensis* P. DE LORIO
- Corbula obtusa* SOWERBY
- Dosinia?*
- Eoradiolites* sp.
- Exogyra* sp.
- Gervillia* sp.
- Inoceramus concentricus* WOODS
- Leptosolen dupinianus* (D'ORBIGNY)
- Linearia* sp.
- Liostrea etalloni* (PICTET et CAMPICHE)
- Liostrea* sp.
- Lithophaga* sp.
- Modiola* sp.

- Neitheia aequicostata* LAMARCK
- Neitheia quadricostata* SOWERBY
- Nemocardium* sp.
- Nucula* sp.
- Ostrea* sp.
- Pinna robinaldina* D'ORBIGNY
- Protocardia peregrinosa* (D'ORBIGNY)
- Protocardia* sp.
- Thracia* sp.
- Toucasia carinata* (MATHERON)

#### Gastropoda:

- Avellana subincrassata* D'ORBIGNY
- Calliostoma sociale* COSSMAN
- Calliostoma* sp.
- Cerithium* sp.
- Claviscala rhodani* (PICTET et ROUX)
- Claviscala* sp.
- Confusiscala dupiniana* (D'ORBIGNY)
- Gyrodes gaultina* (D'ORBIGNY)
- Gyrodes excavata* (MICHELIN)
- Hauastator vibrayanum* (D'ORBIGNY)
- Metacerithium trimonile* (MICHELIN)
- Natica* sp.
- Nerinea (Plesioptyxis) fleuriauui* D'ORBIGNY
- Nerinea (Ptygmatis) micromorpha* COSSMAN
- Nerinea (Plesioptyxis) prefleuriauui* D'ORBIGNY
- Nerinea (Plesioptyxis) prefleuriauui rengarteni* CZABALAY

*Nerinea* sp.  
*Nerinella utrillasensis* VERNEUIL et LORIOU  
*Nerinella* sp.  
*Pileolus* sp.

*Rostrocithium* sp.  
*Semisolarium monoliferum* (MICHELIN)  
*Tessarolax* sp.

## Üledékképződési környezetek és paleokommunitások

A vizsgált vértés-előtéri fúrásokban hét üledékképződési környezetet (depositional environment) különíttem el. Az elkülönítés elsősorban a kőzetek makroszkópos leírásánál megfigyelt litológiai és szedimentációs jegyek alapján történt, de fontos szerepet játszottak az itteni paleokommunitások, illetve paleoasszociációk is.

Az albai paleokommunitások (ezen belül a paleoasszociációk) összehasonlításában – KAUFFMANN és SCOTT elveit és módszereit követve (KAUFFMANN and SCOTT, 1976) – a legfontosabb tényezőt a klimatikus és tektonikai viszonyok befolyása alatt kialakult aljzat típusa jelenti.

A vizsgált területen mind a karbonátos, mind a terrigén eredetű üledékes kőzetek az egymás melletti fúrásokban és ugyanazon fúráson belül is előfordulnak. A sekély selfek karbonátos üledékei (Környei Mészke Formáció, Környei Mészke Formáció–Tési Agyagmárga Formáció átmenet) kis mennyiségű, terrigén eredetű anyag beszállítása mellett képződtek. A terrigén eredetű üledékek (Környei Mészke Formáció–Tési Agyagmárga Formáció átmenet, Tési Agyagmárga Formáció) a relatív tengerszint csökkenések során megnövekedett terrigén anyag beszállítódása során rakódtak le. Nagy általánosságban térben Ny–DNy felé, a rétegsorokban lentől felfelé haladva a karbonátos üledékeket terrigén eredetű pélitek, majd pszammitos üledékek váltják fel, ami a behordott anyag mennyiségének növekedését jelzi (CSÁSZÁR, 1978, 1986).

Ez a változás nem tekinthető folyamatosnak, a fúrások rétegsoraiban (pl. O-2301 és O-2547 fúrások) több ciklus is elkülöníthető, ami megnehezíti a paleokommunitások, és azon belül a molluszká paleoasszociációk egyértelmű elkülönítését. Ennek ellenére sikerült néhány nagyobb kagyló-csigá paleoasszociációt elkülöníteni a sekély karbonátos selfeken, a self mélyebb részein képződött pélitekben, a partközeli homokkövekben és aleurolitokban, valamint a partmenti-mocsári-delta üledékekben is.

A paleokommunitások közötti eltéréseket a következő fiziko-kémiai faktorok (tényezők) befolyásolták:

- éghajlat
- aljzat típusa
- mélység
- áramlási viszonyok
- sótartalom
- üledék utánpótlásának mértéke
- üledékgyűjtő süllyedésének mértéke
- térbeli heterogenitás.

A paleokommunitásokra (paleoasszociációkra) ezen kívül hatással voltak bizonyos biológiai tényezők, melyek a biogeográfiai fejlődéstörténetet, az új fajok megjelenését és kihalását, valamint a migrációt is befolyásolták. Ezek vizsgálata a jelenleg lehetségesnél összetettebb, átfogóbb elemzést igényelne.

Az egyes paleokommunitások (paleoasszociációk) elterjedését befolyásoló fizikokémiai tényezőkre történő utalások az üledékképződési környezetek jellemzésénél szerepelnek.

Az üledékképződési környezetek a következők (2. ábra):

- 1) „Zátony”-előtér (törmeléklejtő)
- 2) Karbonátos platform
- 3) Rudistás hátság
- 4) „Zátony”-háttér
- 5) Lagúna
- 6) Lagúna lejtő
- 7) Partmenti-mocsári-delta üledékképződési környezet

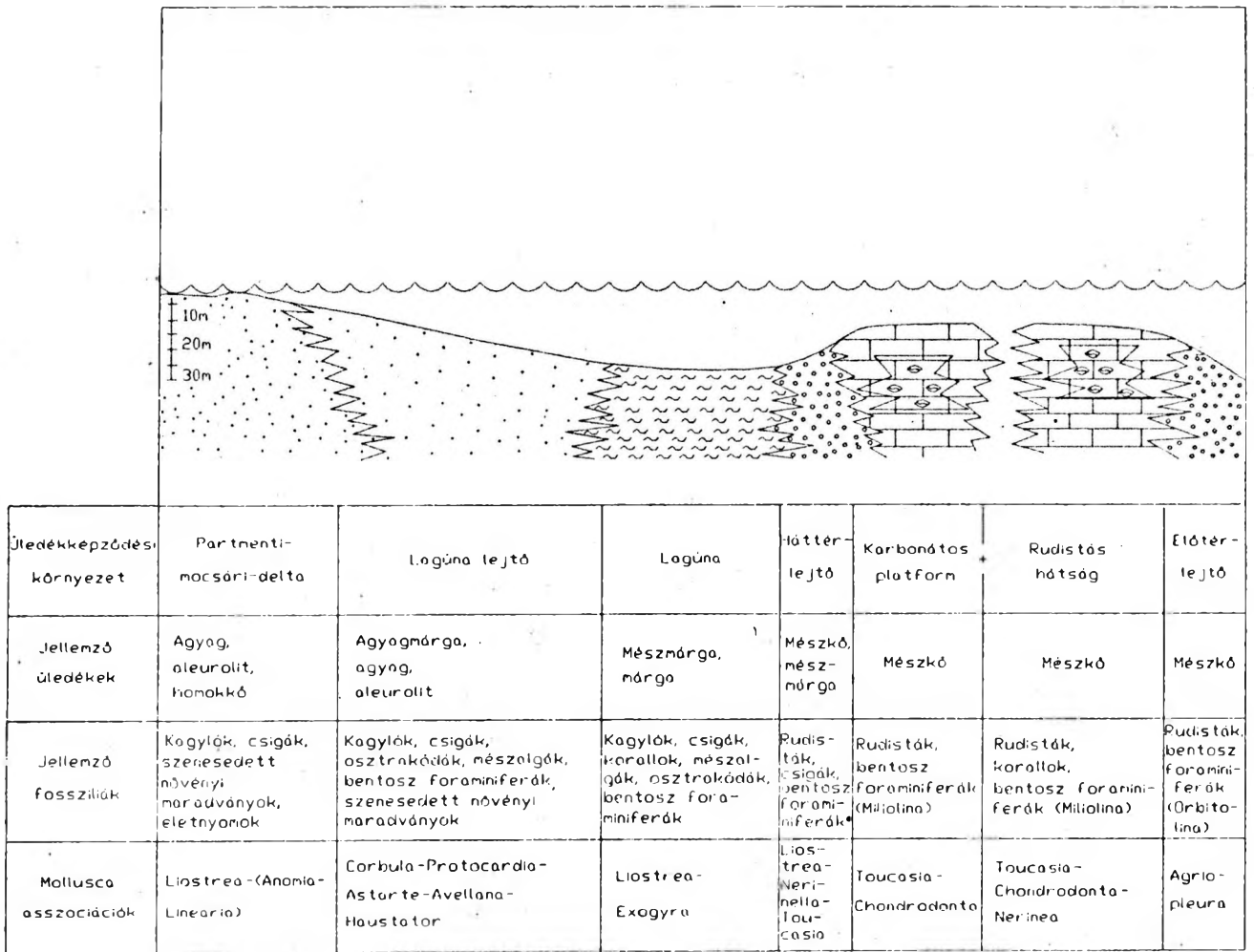
### „Zátony”-előtér (törmeléklejtő)

A karbonátos platformot szegélyező törmeléklejtőre az apróra őrölt rudista héjak tömeges jelenléte a jellemző. A *Toucasia*, *Agriopleura* és *Eoradiolites* törmelékek mellett más kagylók (*Chondrodonta*) és csigák (*Nerineák*) héjtöredékei, valamint magános korallok és szabályos tengeri sünök váztörmelékei is előfordulnak.

Az apróra őrölt bioklasztos mészkőből ítélve itt lehetett a legnagyobb a tengervíz energiája, ugyanis a tenger felől érkező nagy amplitudójú hullámok a karbonátos platformra ezen a pontján törtek meg. Az intenzív hullámozás nem lehetett folyamatos, ugyanis a finomra őrölt rudista héjakból álló üledéket a fejlettség különböző szintjén álló, a törmelékes aljzatra települő, kizárólag *Agriopleurák*ból felépülő rudistás építmények tagolják, melyek egyben a relatív tengerszint csökkenését is jelzik [egyedek (individuals), asszociációk (associations)], csokrok (clusters), kezdetleges bokrok (thickets)]. Ezek az építmények a csendesebb időszakok alatt telepedhettek le és jutottak el a fejlettség különböző stádiumáig. Az *Agriopleura* teknőket és a teknők közötti teret kitöltő finomabb szemű üledékek is a nyugodtabb periódusokra utalnak.

### Karbonátos platform

A környezetre jellemző bentosz foraminiferák (Miliolínák) mellett igen nagy számban fordultak elő a fejlettség különböző szintjén álló rudistás építmények (bokrok, bozótok, biosztrómák), melyek a karbonátos platformon helyenként kiemelkedő hátakat, hátságokat alkottak. Az építmények döntő hányadát a csavarodott teknőjű *Toucasia* alkották és az építmények felépítésében csak kis számban vettek részt a kiegyenesedett teknőjű rudisták (*Agriopleura*, *Eoradiolites*), valamint a szintén cementáló-szuszpenziósűrű életmódot folytató *Chondrodonták*. Az



2. ábra. A Vértés-előtéri albai képződmények üledékképződési környezetei.  
Fig. 2. Depositional environments of Albian formations in the Vértés Foreland.

építményeket a viharok során fellépő intenzív hullámzások lerombolták, a rudistás héjtöredékeket a viharokat követő áramlatok lokálisan összemosták.

A karbonátos platformon a normális sótartalmú tengervíz valószínűleg mozgatott lehetett, amire a helyenként összemosott *Toucasia* teknőkből és a teknőket kitöltő ooidos mészkő jelenlétéből következtethetünk.

A fúrások a rudistás építmények mellett élethelyzetben fosszilizálódott szabálytalan tengeri sünök ép vázait is harántolták, ami az egykori mészsizapos aljzat szerves anyagokban gazdag voltát igazolja.

A vízmélységre a rudisták jelenlétéből következtethetünk: az irodalmi adatok figyelembevételével a vízmélység 20 m körül lehetett és nem haladhatta meg a 30 m-t.

#### Rudistás hátság

Ezen környezet rudistás építményeit (bokrok, bozótok és biosztrómák) főleg rudisták (*Toucasia*, *Agriopleura* és *Eoradiolites*), valamint alárendelt mértékben magános

korallak és *Chondrodonták* építették fel. A „zátonyépítők” mellett *Nerineák*, *Nerinellák* ép héjai, valamint reguláris tengeri sünök vázöredékei is előfordulnak. A lagúnákat lefűző építmények vázát *Toucasia* alkották, a kiegyenesedett teknőjű *Agriopleurák* és *Eoradiolitesek* csak alárendelt szerepet játszottak. Annak ellenére, hogy a rudistás építmények túlnyomóan *Toucasia*kból álltak, ép és eredeti növekedési helyzetben található példányai csak elvétve fordulnak elő.

A „zátonyépítők” epifaunális szuszpenziósűrű, a *Nerineák* és *Nerinellák* epifaunális növényevő életmódot folytattak. A különböző táplálkozási módot folytató, sótartalom változásra érzékeny molluszkák együttes előfordulása bonyolult táplálkozási rendszert jelez, ami a viszonylag magas diverzitással együtt stabil környezetre utal. A különböző táplálkozási módokból fakadóan a rudistás hátságokat benépesítő ismertetett szervezetek között erős függőségi viszony nem alakulhatott ki.

A „zátonyalkotó” rudisták és a gazdag makrofauna 10, maximum 15 m-nél sekélyebb tengervízre utalnak.

### „Zátony”-háttér

A rudistás hátság háttérét a hátság előtérhez hasonlóan a rudisták törmelékei jellemzik. A nagyobb méretű rudista töredékek közötti teret kitöltő finomabb szemű üledékek egy csendesebb környezetet jeleznek. Ez fokozatosan megy át az elegyesvízi kagylók, csigák uralta lagúna környezetbe, ami egyben a nagyobb méretű rudista törmelékek csökkenésével és a mészvázú algák mennyiségének növekedésével jár.

### Lagúna

A rudistás hátságok által többé-kevésbé lefűzött lagúnák gazdag molluszkafaunával rendelkeztek, melyek alkalmazkodtak a part közelségéből adódó környezet-változékonysághoz (BENKÓNÉ-CZABALAY, 1962). A változékonyságból fakadóan a rétegsorokban elkülöníthetünk tengeri lagúnákra valamint brakkvízi lagúnákra jellemző üledékeket. A molluszkák mellett fontos szerepet töltek be a mészvázú algák és az osztrakódák is. A kagylók közül a legjellegzetesebbek az epifaunális szuszpenziósűrő életmódot folytató osztrea-félék (*Ostrea*, *Liostrea*, *Exogyra*), a csigák közül pedig az epifaunális, növényevő életmódot folytató *Haustator* és *Metacerithium*.

Az itt felhalmozódott, terrigén eredetű üledékek (agyag, agyagmárga, márga, aleurolit, stb.) életnyomokban gazdagok, amiből arra következtethetünk, hogy a bioturbációnak fontos szerepe lehetett az üledék szövetének és szerkezetének kialakításában, valamint homogenizálásában.

Mivel az egykori parthoz közeli szedimentációs környezetről van szó, a tengervíz sókoncentrációja és hőmérséklete igen tág határok között változhatott. A normál sókoncentrációjú tengervíz lagúnákba történő betörése idején a *Nerinea* asszociációk domináltak. A sókoncentráció csökkenésével a *Nerineákat* *Liostrea-Exogyra* együttesek váltották fel és elterjedtek az osztrakódák és a sótartalom ingadozást tűrő molluszkák. Az alkalomszerűen előforduló viharok által keltett áramlatok összemosták a különböző üledékes környezetek jellemző

## A rudistás építmények

### Egyedek

A fúrások megvizsgált szakaszaiból csak néhány izolált *Agriopleura* került elő. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy az *Agriopleurák* mellett szórványosan elszigetelt *Toucasiák* is előfordultak, azonban ezek a viharok és áramlatok romboló hatása következtében kerültek távolabb egykori élethelyüktől. Erre helyzetük alapján lehet következtetni: a legtöbb ép teknőjű elszigetelt *Toucasia* szimmetriáskja közel 90°-os szöglet zár be a vízszintessel.

faunáit, ami igen megnehezíti a rétegsorok elemzését, a környezetre jellemző asszociációk elkülönítését. A tengerszint változásokkal járó terrigén anyagbehordás eredményeképpen a rétegsort viszonylag vastag agyagrétegek tagolják, melyek kedvező életteret biztosítottak az osztrepadok letelepedéséhez.

Az osztreaák, a növényevő csigák (*Cerithium*, *Calliostoma*) néhány méteres, a szabályos tengeri sünök néhány-szor tíz méteres (max. 30 m) vízmélységet jelölnek.

### Lagúna lejtő

A lagúna és part között elhelyezkedő sáv alkalmas volt az infaunális detritusfaló és epifaunális szuszpenziósűrő kagylók (*Protocardia*, *Corbula*, illetve *Liostrea*, *Exogyra*), valamint a növényevő epifaunális életmódot folytató csigák (*Metacerithium*) elterjedéséhez. Jellemző az elegyesvízi és sótartalom változást tűrő fauna keveredése.

A finomszemű homokkövekből és aleurolitokból álló rétegek az intenzív bioturbáció jeleit viselik magukon. A leggyakrabban előforduló életnyomok az *Ophiomorpha* (elágazó járatkítő), *Arenicolites* (függőleges járatkítő) és a *Rhizocorallium*. A part közelségére utalnak az egyre nagyobb mennyiségben feldúsuló edényes (vaszkuláris) növényi maradványok. Emellett az itt lerakódott üledékek gazdagok a rudistás építményeket felépítő szervezetek törmelékeiben, melyeket a hullámzások és intenzív partmenti áramlatok szállítottak ide.

### Partmenti-mocsári-delta üledékképződési környezet

A partmenti-mocsári-delta üledékképződési környezetnek jellemző képviselői az osztreaák voltak. Emellett kis példányszámban *Anomiák* és *Lineáriák* is előfordultak. Ezenkívül az itt lerakódott üledékek gazdagok életnyomokban és szenesedett növényi maradványokban. Az utóbbiak a tengerszint csökkenések során előrenyomuló folyók által szállított terrigén anyaggal együtt kerültek az üledékbe.

Az elkülönített üledékképződési környezeteket és az azokra jellemző paleokommunitásokat a 2. ábra szemlélteti.

### Asszociációk

Az asszociációk egykori létének igazolása fúrási rétegsorokból igen nehézkes, mivel a fúrómagok nyújtotta

keresztmetszet (körülbelül 10 cm) nem elegendő megfelelő következtetések levonására.

Az asszociációk laza, a vértés-előtéri fúrások szakaszaiban mindössze egy rudista genusz (*Agriopleura*) egyediből felépülő akkumulációk, melyek a rendelkezésre álló élettér bizonyos területeire korlátozódnak. Az egyedek nem érintkeznek egymással és az egymás melletti rudisták közötti távolság nagyobb vagy egyenlő a rudisták vázának átmérőjével.

Az asszociációk annak ellenére, hogy a rudistás építmények kezdetleges szakaszát képviselték, fontos szerepet játszottak az igazi építmények fejlődésében. Tulajdonképpen átmenetet képeznek a szorosan elhelyezkedő egyedek, valamint a csokrok és bokrok között.

Mivel csak fűrési rétegsorok állnak rendelkezésünkre, a vértés-előtéri rudista asszociációk térbeli alakjára és kiterjedésére pontos adatokkal nem szolgálhatunk. Valószínűleg oválisak, esetleg lineárisak lehetnek, melyek nagy vonalakban követték a belőlük később kialakuló fejlettebb rudistás építmények körvonalát.

A rétegsorokban előforduló asszociációk egyedei egymáshoz képest elég szórványosan helyezkedhettek el, amire alacsony diverzitásukból lehet következtetni, ugyanis a fejlődés magasabb fokán álló asszociációk esetében az egyedek szorosabb elhelyezkedése nagyobb védelmet nyújtott más rudista fajok, kagylók, csigák, korallak, sztromatopórák stb. letelepedéséhez.

#### Csokrok

A csokrok viszonylag kis méretű lencse alakú rudistás építmények, melyeket a szorosan elhelyezkedő rudisták egy illetve néhány generációi építik fel. Az egyedek a csokrokon belül érintőlegesen csatlakoznak. A csokrok alkotói – akárcsak a vértés-előtéri vizsgált rétegsorokban – a kiegyenesedett, hosszú, kúp alakú alsó teknővel rendelkező rudisták (*Agriopleura*).

A csokrok egyik tipikus példája figyelhető meg az O-2547 fúrás 964,5, valamint 1012,4 m-ben (allochton helyzet!). A magmintán megfigyelhető, hogy az egyedek a csokron belül hajlamosak a korlátozott rögzítési felületről sugár irányban fölfelé illetve oldalsó irányban terjeszkedni és egy csokrot alkotni.

Ezen kívül a csokrok másik jellegzetes kifejlődési típusa azonosítható az O-2547 fúrás Környi Mészkö Formáció–Tési Agyagmárga Formáció átmeneti zónájában. Itt a csokrokat alapjában véve függőleges, egymással többé-kevésbé párhuzamos egyedek laza hálózata alkotja és PHILIP (1970) terminológiájában a „maille lache” terminusnak felel meg.

Csokrokat a csavarodott teknőjű *Toucasiák*nál nem lehetett megfigyelni.

Meg kell jegyezni, hogy a csokrok az azt felépítő rudista faj életmódja és funkcionális morfológiája, valamint a környezeti megszorítások (az aljzat típusának, áramlási viszonyoknak, turbulenciának, a zsúfoltság mértékének a növekedés módjára gyakorolt hatása) közötti kölcsönös hatásnak az eredménye.

#### Bokrok

A bokrok az egyedeknek és csokroknak szoros aggregációja, melynek laterális kiterjedése sokkal nagyobb, mint a magassága. A tipikus bokrok egy vagy néhány rudista generációból állnak és vastagságuk a legritkább esetben éri el az egy métert. A közösség diverzitása alacsony és az építményt egyetlen rudista genusz (*Agriopleura*) is alkothatja. Az építményen belül az egyedek érintkezése különböző fokú lehet. Az egyedek egymáshoz közel helyezkedhetnek el és a fejlődés korai szakaszaiban mindössze egy pontban, a fejlődés későbbi stádiumában teljes egészében érintkezhetnek egymással.

A bokrokra igen jellegzetes példát találunk az O-2301 fúrás 498,6 m-ben. Ha az *Agriopleura* bokrot övező néhány méteres alsó és felső szakaszt tüzetesebben megvizsgáljuk, akkor képet kaphatunk a bokor fejlődéséről és pusztulásáról. A bokor alatt egy csokor maradványa található, melyet a fejlődés korai stádiumában vihar vagy erős áramlás pusztított el. A vihar által felaprított törmelékre telepedett egy újabb építmény, mellyel a bokor stádium elérése után szintén vihar vagy áramlás végzett. A bokron belül az *Agriopleurák* normális egyenes és elterült növekedési helyzetben találhatók.

A bokrok növekedésük alatt üledécsapdaként viselkedtek és hasonlóan a fejlettebb fejlődési szakaszban lévő hozótokhoz (coppice) és padokhoz (bank) a bioklasztos közbetelepüléseket – mint az az O-2301 fúrásban is megfigyelhető – az elpusztult egyedek héjainak törmeléke és teljes teknői alkotják, melyek nem szerves részei a rudistás építménynek.

#### Bozótok

A bokrokból kifejlődő alacsony, lencse alakú rudistás építmények néhány rudistageneráció sűrű akkumulációját tartalmazzák, melyek a részben beágyazódott, főleg az előző generáció helyben maradt törmelékeire települnek.

Annak ellenére, hogy a bozótokra egyetlen faj dominanciája, a rudistás építmények közösségére (community) a magas diverzitás a jellemző. A vizsgált rétegsorokban a domináns *Toucasia* mellett a közösség felépítésében kiegyenesedett teknőjű rudisták (*Eoradiolites*, *Agriopleura*), kagylók (*Chondrodonta*), apró magányos korallak, sztromatopórák, valamint csigák (*Nerinea*) és reguláris tengeri sünök is részt vettek.

A fejlődés egyes szakaszaiban csak az építmény legfelső szintje (generációja) élt, de a rudistás építmény teljes vázát az élethelyzetben vagy az élethelyzethez közeli állapotban beágyazódott *Toucasiák* alkotják.

A *Toucasiák* egyes szintjeit bioklasztos törmelékek tagolják.

A hozótok főleg nagyobb diverzitásban, nagyobb vertikális és laterális kiterjedésben és a rudista egyedek és szintek (generációk) közötti bioklasztos törmelék nagyobb mennyiségében különböznek a bokroktól. Ezen kívül helyenként a rudistás építmények felépítésében korallak,

sztromatopórák, algák és kagyló-csiga együttesek is részt vettek.

A bozótok, akárcsak a bokrok, az üledékesapda szerepét töltötték be. A „csapdázódtott üledék” nagy mennyiségben tartalmazza az építményeket felépítő rudisták, korallok, kagylók és csigák héjait, vázait.

A viszonylag tömött építmény felépítésében a bioklasztos törmelék hányada körülbelül 30–40%.

### Biosztrómák

KAUFFMANN és SOHL (1974) értelmezésében a biosztrómák olyan komplex építményeket képviselnek, melyekre a széles laterális és vékony vertikális kiterjedés,

a magas diverzitás és az építményeket felépítő szervezetek pusztulásából származó durva bioklasztos törmelék a jellemző. A biosztrómák felépítésében a bioklasztos törmelék nagyobb szerepet játszik, mint a növekedési helyzetben található rudisták. A biosztrómák laterálisan sokkal kiterjedtebbek, szerkezetüket és diverzitásukat tekintve sokkal komplexebbek, mint a többi rudistás építmény és valószínűleg összenőtt bozótokból alakultak ki.

A vértés-előtéri rétegsorokban a biosztrómák a bozótokat helyettesíthetik. Fúrási rétegsorokban nehéz különbséget tenni a kettő között; mivel csak méretükben és a bioklasztos törmelék mennyiségében különböznek egymástól.

## A rudistás építmények paleokommunitásainak élelemlánca

A Kömői Mésző Formáció rudistás építményei (framework structure) bonyolult biotikus kapcsolatokkal rendelkeztek, amiből arra lehet következtetni, hogy ezen közösségek viszonylag stabil környezethez alkalmazkodtak. A környezeti stabilitást a bonyolult élelemlánc és táplálkozási struktúra jelzi.

Az élelemlánc csúcsán elhelyezkedő harmadrendű (csúcs)ragadozók (halak és hüllők) létének kisszámú bizonyítékai ellenére (az O-2301 fúrásból halfogak kerültek elő!) számolnunk kell ezen szervezetek egykori jelenlétével. A fúrásokból csak szórványosan és rossz megtartási állapotban előkerült magányos korallokat –

melyek epifaunális ragadozó, epifaunális szuszpenziósűrőragadozó vagy vegyes táplálkozású életmódot folytattak – a ragadozókhöz kell sorolnunk, mert a szuszpenziósűrőkkel ellentétben nagyobb méretű zsákmányok elejtésére is képesek voltak, melyek általában a helyi élelemláncban az elsőrendű fogyasztókat képviselték. Az élelemláncban az elsőrendű fogyasztók szerepét betöltő foraminiferák, szivacsok, puhatestűek (kagylók, csigák) és férgek valószínűleg zoo- és fitoplankton függők voltak. Az utóbbiak az élelemlánc szerepét töltötték be és az elsőrendű fogyasztók, illetve a termelők közé sorolhatók (3. ábra).

## A rudistás építmények vizsgálatából levont következtetések

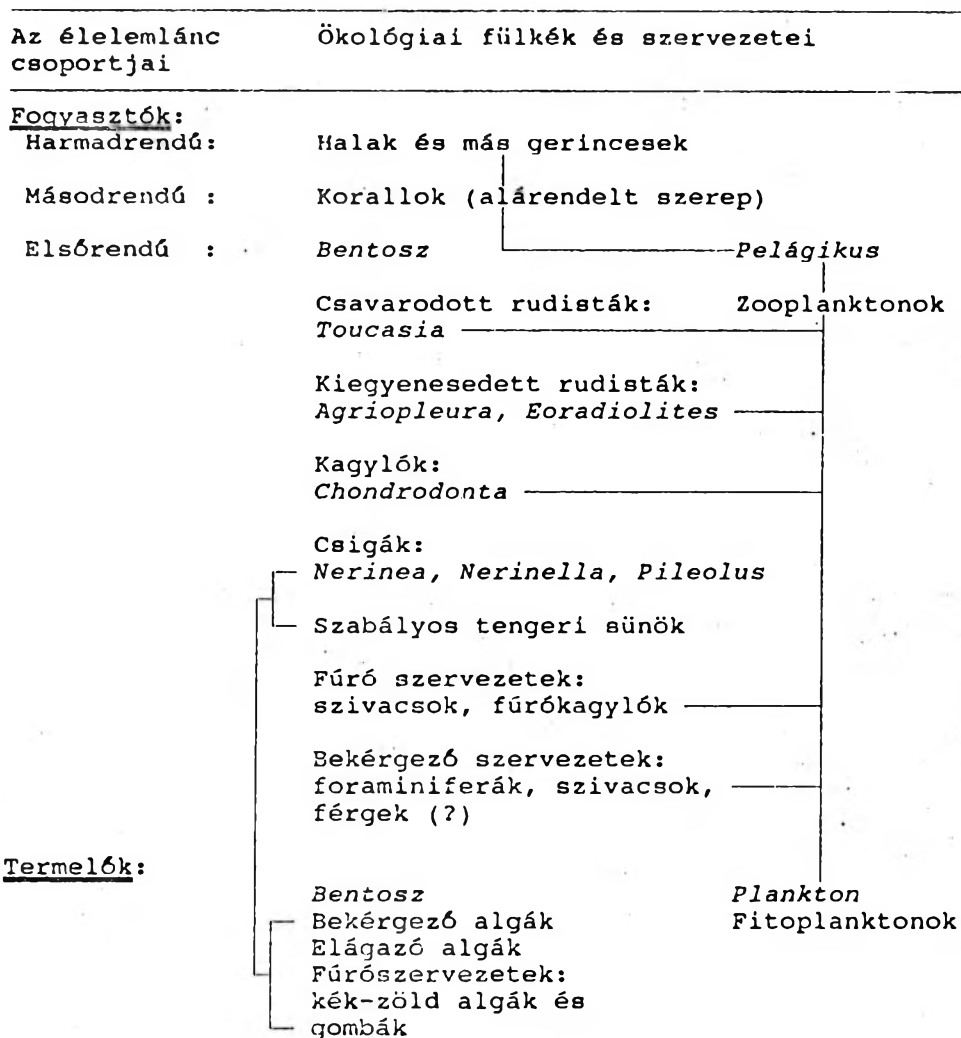
a) A vértés-előtéri rudisták a sekélytengeri self különböző pontjait népesítették be és a jelenlétükből alacsony mértékű üledékbeholdásra, a viszonylagos tektonikai stabilitásra és normál tengeri viszonyokra lehet következtetni (BENKÓNÉ-CZABALAY, 1967). A meleg, tiszta, állandóan mozgatott tengervíz kedvezett a rudisták letelepedésének és széles körű elterjedésének. A viszonylagosan stabil periódusokat azonban instabil periódusok szakították meg, melyek a tektonikára, a szedimentációs változékonyságra és az euszatikus tengerszint ingadozásokra vezethetők vissza. Ezzel magyarázható, hogy olyan igazán nagyméretű rudistás építmények nem fejlődtek ki, melyek alkalmasak lettek volna a lagúnák teljes mértékű lefűzésére.

b) A rudistás építmények fejletlenségéhez – a fizikokémiai faktorok változékonysága mellett – az építmények szerkezetének lazasága és a megfelelő összekötő szervezetek (korallok, algák, sztromatopórák, hydrozoák, bryozoák) kis számú jelenléte, illetve teljes hiánya is hozzájárult. Az összekötő szervezetek (binding organisms)

alárendelt szerepe azzal magyarázható, hogy az ökológiai fölkékért folytatott küzdelemben a nagyobb növekedési ütemmel rendelkező rudisták kerültek ki győztesként, melyek a viszonylag rövid ideig tartó stabil periódusokban is képesek voltak kisebb méretű, kevésbé kifejezett „zátornyok” építésére.

c) A rudisták letelepedésében és elterjedésében döntő szerepet játszott az aljzat minősége: a vértés-előtéri fúrásokban a rudistás építmények döntő hányada biotörmelék (bioklasztos) aljzatra telepedett. Csak néhány egyed és egyszerűbb rudistás építmény fejlődött ki iszapos aljzaton. Mivel nincs jelentős üledékképződési szünet a rudisták letelepedése előtt, ami alatt az üledék intenzíven litifikálódhatott volna (pl. kemény felszín), azt a következtetést vonhatjuk le, hogy nem volt szükség kemény aljzatra a rudisták letelepedéséhez.

d) A vértés-előtéri fúrásokban az albai rudistás építmények ritkán érték el a bozót-biosztróma (coppice-biostrome) stádiumot. A nagyobb méretű padok (banks) és zátonyok (reefs) pedig teljesen hiányoznak



3. ábra. A rudistás képződmények paleokommunitásainak élelemlánca.  
Fig. 3. Biotic relations of palaeocommunities of the rudist framework.

### Fúró szervezetek

A fúró szervezetek három csoportját sikerült azonosítani:

- 1) Algák-gombák (?)
- 2) Szivacsok
- 3) Fúrókagylók

#### *Algák-gombák (?)*

Az algák-gombák által előidézett néhány tizedmilliméteres mikrites szegélyek igen gyakoriak a *Toucasia*ák vázain. A mikrites szegély bazális felületén, mely érintkezik a rudista vázával, hosszú egyenes és elágazó csatornákat, valamint szabálytalan alakú gödröcskéket lehet megfigyelni. A csatornák néhány tizedmilliméter mélységben hatolnak be a rudisták vázába.

Ezeket a fúrásokat vagy algák, vagy gombák okozhatják. GOLUBIĆ, PERKINS és LUKAS (1975) szerint a két szervezet által előidézett életnyomokat nem lehet egymástól egyértelműen elkülöníteni. Hasonló, de a megfigyelt életnyomoknál kisebb méretű életnyomokat írt le SCOTT (1981) alsóalbai *Toucasia*ákon.

#### *Szivacsok*

A szivacsok által kivájt üregek valamelyest nagyobbak az algák-gombák üregeinél (1,5-3,0 mm) és a vázak felszínével az üregeknél szűkebb átmérőjű csatorna köti össze. Az üregek és csatornák fala - eltérően a fúrókagylók által fúrt csatornák falaitól - nem simák, hanem érdesek, csipkézettek. A megfúrt áldozatok főleg *Liostrea*ák és *Toucasia*ák voltak.

### Fúrókagylók

A fúrókagylók nyomai a puhatestűek közül kizárólagosan *Liostrea*-kon figyelhetők meg. A sima felületű, szabályos kör keresztmetszetű lyukak átmérője 1,0–3,0

mm. Ezen kívül az O-2301 fúrásban a 466,9–467,0 m között található *Hydrozoa* (?) telepen számtalan, fúrókagylótól származó szabályos kör alakú, bioklasztos mészkövel kitöltött lyuk figyelhető meg. Gyakran a kitöltésekben még a fúrókagylók vékony héjainak átmetszetei is megfigyelhetők.

### Relatív tengerszint ingadozások

A vizsgált vértés-előtéri fúrások makrofaunájának feldolgozása, a harántolt kőzetek makroszkópos leírásánál végzett megfigyelések ahhoz a felismeréshez vezettek, miszerint az albai során végbement üledékképződés alatt több kisebb-nagyobb transzgresszív-regresszív szedimentációs ciklus (GIGNOUX, 1955) játszódott le. Ezek a ciklusok részei voltak a mediterrán térségben lejátszódó, főleg márgás és karbonátos kőzetekkel jellemezhető albai-turon üledékképződési ciklusnak (COOPER, 1977, FLEXER et al., 1986).

Az üledékképződési ciklusok elkülönítésénél több, az eddigi vizsgálatok során jól bevált módszert alkalmazhatunk. Ilyenek a részletes litológiai, mikrofaunisztikai, mikrofációs és biometrikus vizsgálatok, valamint a relatív gyakorisági és diverzitási indexek. Ezek együttes alkalmazása vezethet a ciklusok pontos, szakszerű elkülönítéséhez.

Mivel a feldolgozásnál az előbb említett analízisek nem álltak rendelkezésre, a ciklusok tagolásánál a kőzetek makroszkópos leírásából és makrofaunisztikai vizsgálatából nyert információkra kellett támaszkodni.

A vizsgálat alapját az O-2301 fúrás közel 120 m-es albaiba sorolható rétegsora képezte (4. ábra).

A rétegsor alsó 70 m-es szakasza viszonylag stabil körülményeket sugall. Az enyhe lejtésű karbonátos platformon lerakódott, kezdetben Echinodermata (Crinoidea) törmelékben, majd ezt követően a rudistás építmények pusztulásából származó rudista héjtörmelékben egyre gazdagabb karbonátok üledékfolytonosságát csak a keményfelszínnek (524,6 m, 517,5 m, 516,5 m) szakították meg, melyek az üledékképződésben bekövetkezett szünetekre utalnak. A víz mélysége fokozatosan csökkent és a

70 m-es szakasz utolsó 20 m-ben többé-kevésbé konstans lehetett. Az 516,5–511,5 m közötti szakaszon a mészkövek rudistás építmények egykori jelenlétére utaló jegyeket viselnek magukon, amiből kisebb elsekélyesedésre (kiemelkedésre vagy a tenger visszahúzóására) következtethetünk. 510,8 m-től szintén egy kisebb elsekélyesedés figyelhető meg, melyet egy kiédesedés zár le (504,6–504,5 m).

Ezt követően 487 m-ig több kisebb ciklus (összesen 6) követi egymást, melyek a rudistás hátság (*Toucasia*, *Chondrodonta*, *Nerinea*, *Pileolus*), háttérlejtő (*Liostrea*, *Nerinella*, *Toucasia*) és kiédesedő lagúna (*Liostrea*, *Exogyra*) üledékeinek váltakozásából állnak. 487 m-től egy elmélyülés (*Toucasia*, *Chondrodonta*, *Agriopleura*), majd egy lassú fokozatos kiemelkedés (*Liostrea*, *Protocardia*, *Corbula*) következik 472,3 m-ig, melyet csak két kisebb elmélyülés szakít meg 479 és 475,5 m körül (lagúna és lagúna lejtő üledékeinek váltakozása).

472,3 m-től ismét egy elmélyülés (*Toucasia*, *Nerinea*, *Nerinella*) következik, melyet fokozatos kiemelkedés (*Liostrea*, *Protocardia*, *Corbula*, *Astarte*, *Haustator*) követ 454,6 m-ig.

Hasonló ciklusok figyelhetők meg az O-2547 fúrás rétegsorán is, de a makrofauna részletes vizsgálata hiányában ennek elemzésétől eltekintettem.

Az O-2301 fúráson végzett vizsgálatokat – kiegészítve a részletes litológiai, mikrofaunisztikai, mikrofációs stb. analízissel – célszerű lenne kiterjeszteni a Vértés-előtér többi fúrására, melynek alapján megrajzolhatnánk a területen végbement relatív tengerszintingadozások görbéjét és összevethetnénk a mediterrán provincián belül szerkesztett hasonló görbékkel.

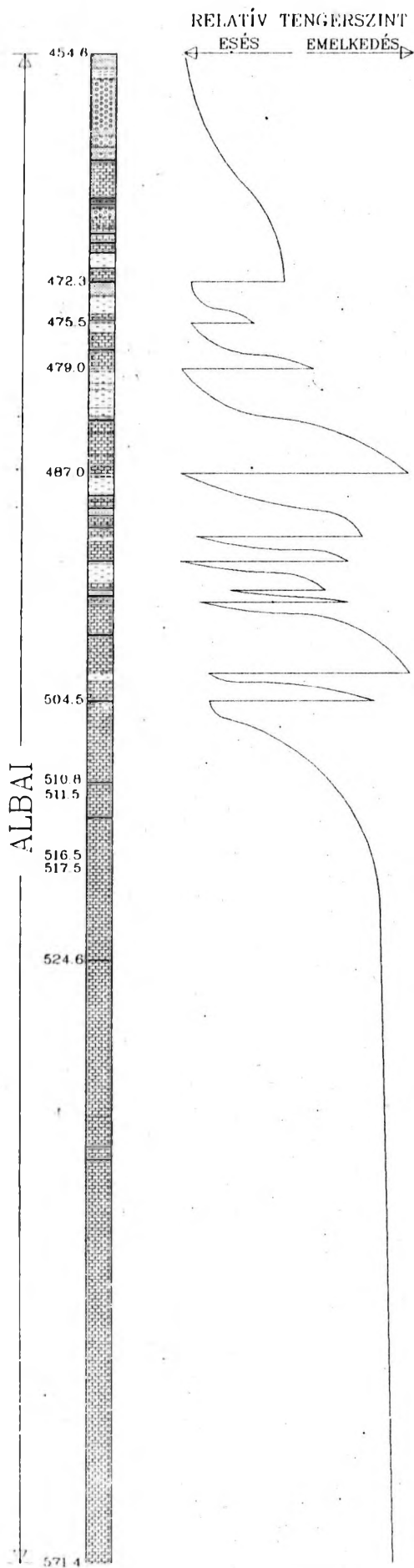
### A fauna paleobiogeográfiai és biosztratigráfiai jelentősége

A fúrásokból begyűjtött fauna a mediterrán térségben elkülönített faunaprovinciák egyikéhez sem hasonlítható. A meghatározott nemzetségek és fajok megtalálhatók a mediterrán provinciák faunatársulásaiiban, de önálló, az elkülönítésre alapot adó faunaelemeket nem sikerült azonosítani.

A vértés-előtéri fúrások molluszka faunájában a portugáliai, a spanyolországi, a franciaországi, a svájci, az olaszországi faunaelemek keverednek, melyek egy D-DNy irányú kapcsolatot jelölnek.

Az azonosított kagyló- és csigafauna nagyrészt fációs és csak kisebb részben korértékű. A biosztratigráfiai értékelésnél célszerűbbnek tűnt a molluszka fauna egészének együttes vizsgálata, de sajnos az együttes faunakép sem mond többet az albainál. Előfordulnak rövidebb fajlétővel, kizárólag az albaira korlátozódó fajok is, de ezek száma elenyésző. Valamelyest szűkíthető az intervallum a rudista-*Nerinea*-*Nerinella* faunaegyüttes adatai alapján, melyek szerint a harántolt képződmények kora az alsó- illetve középsőalibaira tehető.





-  Homokkő
-  Aleurolit
-  Agyag, agyagmárga
-  Mészmaréga, márga
-  Mészkö

4. ábra. Ax O-2301 fúrás albai rétegsorának relatív tengerszintingadozási görbéje.  
Fig. 4. Relative sea-level change curve of the Albian sequence of O-2301 well.

## Következtetések

A vértés-előtéri fúrásokból begyűjtött gazdag, de viszonylag rossz megtartású molluszkafauna vizsgálata során 25 kagyló nemzetség 11 fajtát és 15 csiga nemzetség 14 fajtát sikerült azonosítani.

Az albaiba sorolható molluszkafauna és a harántolt kőzetek makroszkópos vizsgálata alapján hét üledékképződési környezetet lehetett elkülöníteni. Ezek mindegyike egy-egy paleokommunitással, illetve azon belül egy vagy több molluszkafauna paleoasszociációval jellemezhető.

A rétegsorokat a fejlettség különböző szintjén álló, főleg rudisták által felépített, monospecifikus rudistás építmények tagolják, melyek ritkán érték el a fejlettebb bozót-biosztróma (coppice-biostrome) stádiumot. A rudistás építmények fejletlensége az albaiban lejtásodó

relatív tengerszint ingadozásokra vezethető vissza, amikor az építmények fejlődésére kedvező körülményeket teremtő stabil periódusokat instabil periódusok szakították meg.

Az O-2301 fúrás molluszkafaunája és a kőzetek makroszkópos jegyei alapján megrajzolt relatív tengerszint ingadozási görbe felveti az ilyen típusú vizsgálódások lehetőségét. A módszer részletes litológiai, mikrofaunisztikai, mikrofációs vizsgálatokkal kiegészítve kiterjeszhető a Vértés-előterében mélyült fúrásokra, melyek alapján szerkeszthető meg a területre jellemző tengerszint ingadozási görbe összehasonlítási alapot nyújtva a mediterrán térségben megszerkesztett görbékhez.

## Köszönetnyilvánítás

A jelen dolgozat az OTKA 552. számú projekt keretében készült. Köszönettel tartozom Dr. CSÁSZÁR Gézinak a megbízásért, a témaválasztásban, a lehetőségek megteremtésében és az elvi irányításban nyújtott segítségével.

Köszönet illeti MÓRÁNÉ Dr. CZABALAY Lenkét a begyűjtött fauna azonosításánál nyújtott segítségért, valamint a faunával kapcsolatos szakmai tanácsokért.

## Irodalomjegyzék

- BENKŐNÉ CZABALAY L. (1961): Magyarország kréta időszaki csigái. – Földtani Intézet Évkönyve, vol 49(3), 589–591.
- BENKŐNÉ CZABALAY L. (1962): Apti és albai Nerineák a Bakony hegységből. – Földtani Intézet Évi Jelentése 1959-ről, 155–173.
- BENKŐNÉ CZABALAY L. (1962): Paleoökológiai megfigyelések a bakonyi muniériás összletben. – Földtani Intézet Évi Jelentése 1959-ről, 175–179.
- BENKŐNÉ CZABALAY L. (1965a): A Bakony hegység apti-albai és cenomán Gastropódái. – Geologica Hungarica, Ser. Pal., 31, 181–273.
- BENKŐNÉ CZABALAY L. (1965b): A Bakony-hegység kréta molluszkafaunái. – Földtani Intézet Könyvtár.
- BENKŐNÉ CZABALAY L. (1967): A Rudisták paleoökológiája. – Őslénytani füzetek 9 (11).
- BENKŐNÉ CZABALAY L. (1970): Les biofacies des formations récifales du Crétacé. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 14, 271–286.
- COOPER, M.R. (1977): Eustacy During the Cretaceous: Its Implications and Importance. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 22, 1–60.
- CSÁSZÁR G. (1976): The Middle Cretaceous in Hungary. – Ann. Mus. Hist. Nat. Nice, vol 4.
- CSÁSZÁR G. (1978): A Tési Agyagmárga Formáció vázlatos fáciesértékelése. – Földtani Közlemények, 108, 328–342.
- CSÁSZÁR G. (1986): A Dunántúli-középhegységi középső-kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. – Geologica Hungarica, Ser. Geol., 23, 295 p.
- FLEXER, A., ROSENFELD A., LIPSON-BENITAH, S. & HONIGSTEIN, A. (1986): Relative Sea Level Changes During the Cretaceous in Israel. – The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 70/11, 1685–1699, 11 figs.
- GOLUBIĆ, S., PERKINS, R.D. & LUKAS, K.J. (1975): Boring Microorganisms and Microborings in Carbonate Substrates – In: R.V. FREY (ed.): The Study of Trace Fossils. Springer-Verlag, New York.
- GIGNOUX, M. (1955): Stratigraphic Geology. W.H. Freeman, San Francisco, 682 p.
- KAUFFMANN, E.G. (1973): Cretaceous Bivalves. In: A. HALLAM (ed.): Atlas of Paleobiogeography. Elsevier Scientific Publications Company, 363–383.
- KAUFFMAN, E.G. & SCOTT, R.W. (1976): Basic Concepts of Community Paleocology. In: R.W. SCOTT & R.R. WEST (eds.): Structure and Classification of Paleocommunities. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pennsylvania.
- KAUFFMAN, E.G. & SOHL, N.F. (1974): Structure and Evolution of Antillean Cretaceous Rudist Frameworks. – Verhandlungen Naturforschende Gesellschaft, Basel, 84/1, 399–467.
- KAUFFMAN, E.G. & JOHNSON, C.C. (1988): The Morphological and Ecological Evolution of Middle and Upper Cretaceous Reef-Building Rudistids. – Palaios, Reefs Issue, 3, 194–216.
- PHILIP, J. (1970): Les formations calcaires a rudistes du Crétacé Supérieur Provençal et Rhodanien. Univ. Aix-Marseille, n. C.N.R.S.A.O. 4691, 438 p., 7 pl., 75 textfigs.
- PHILIP, J. (1981): Les Rudistes du Crétacé moyen de la Province méditerranéenne occidentale. Évolution, Paléocologie, Paléobiogéographie. – Cretaceous Research, 2, 395–403.

- POIŠAK, A. (1967): Kredna Makrofauna južne Istre: Macrofaune Crétacée de l'Istrie Méridionale (Yougoslavie). - Jugoslav. Akad. Znanosti Umjetnosti, Paleont. Jugoslav., 8, 219 p., 85 pl., 45 textfig., 1 map.
- SCOTT, R.W. (1979): Depositional Model of Early Cretaceous Coral-Algal-Rudists Reefs, Arizona. - The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63/7, 1108--1127, 13 figs., 2 tables

- SCOTT, R.W. (1981): Biotic Relations in Early Cretaceous Coral-Algal Rudists Reefs, Arizona. - Journal of Paleontology, 55/2, 463-478, 1 pl., 8 textfigs.
- SCOTT, R.W. (1986): Biogeographic Influences on Early Cretaceous Paleocommunities, Western Interior. - Journal of Paleontology, 60/2, 197-207, 11 figs.
- SEILACHER, A. (1984): Constructional Morphology of Bivalves: Evolutionary Pathways in Primary versus Secondary Soft-bottom Dwellers. - Paleontology, 27/2, 207-237.

Taxon	Környezet	Életmód
Corbula	Lagúna lejtő	Infaunális, finomhomokos aljzat, detrituszfaló
Eoradiolites	Karb. platform Rudistás hátság	Epifaunális, cementáló szuszpenziószűrő
Exogyra	Csökkentsósvízi lagúna és mocsarak	Epifaunális, szuszpenziószűrő
Gervillia	Lagúna lejtő	Epifaunális, bisszusszal rögzülő, detrituszfaló
Haustator	Lagúna lejtő	Epifaunális, iszapos aljzat, növényevő
Leptosolen	Lagúna lejtő	Infaunális, detrituszfaló
Metacerithium	Lagúna lejtő	Epifaunális, homokos és aprókavicsos aljzat, növényevő
Neithea	Lagúna lejtő	Epifaunális, szuszpenziószűrő
Nerinea	Rudistás hátság „Zátony”-háttér	Epifaunális, növényevő
Nucula	Lagúna	Infaunális, iszapos aljzat, detrituszfaló
Liostrea	Csökkentsósvízi lagúna és mocsarak	Epifaunális, szuszpenziószűrő
Pinna	Lagúna lejtő	Infaunális, bisszusszal rögzülő, iszapos aljzat, detrituszfaló

Taxon	Környezet	Életmód
Protocardia	Lagúna lejtő	Infaunális, detrituszfaló
Toucasia	Rudistás hátság Karb. platform „Zátony”-háttér	Epifaunális, cementáló, szuszpenziószűrő

1. táblázat: A vértés-előtéri albai moliuszka paleoasszociációk taxonjainak jellemzői a vizsgált fúrások adatai alapján:  
Table 1. Environment and feeding of Albian molluscs in the Vértés foreland.

Taxon	Környezet	Életmód
Agriopleura	Karb. platform Rudistás hátság „Zátony”-előtér	Epifaunális, cementáló, szuszpenziósűrő
„Arca”	Lagúna lejtő	Epifaunális, bisszusszal rögződő, homokos aljzat, szuszpenziósűrő
Avellana	Lagúna lejtő	Epifaunális, dögevő
Chondrodonta	Karb. platform Rudistás hátság	Epifaunális, cementáló, szuszpenziósűrő
Corbula	Lagúna lejtő	Infaunális, finomhomokos aljzat, detrituszfaló
Eoradiolites	Karb. platform Rudistás hátság	Epifaunális, cementáló szuszpenziósűrő
Exogyra	Csökkentsősvízi lagúna és mo- csarak	Epifaunális, szuszpenziósűrő

(az 1. táblázat folytatása)  
(Table 1 continued)

## A gerecsei és Vértes előtéri kréta képződmények Molluszka faunájának vizsgálata és összehasonlítása a környezettel

A study on the molluscan fauna in Cretaceous rocks  
in the Gerecse Hills and the Vértes foreland,  
including its comparison with the environment

CZABALAY Lenke

Magyar Állami Földtani Intézet, 1443 Budapest, Pf. 106.

(11 ábrával és 5 táblázattal)

### Abstract

The aim of this study was to carry out paleoecological, biostratigraphical and chronostratigraphic investigations into the faunas of bivalves and gastropods in the zoogenic limestone inclusions and cobbles in the sequence of the Lábatlan Köszőrükőbánya Conglomerate in the Gerecse Hills, and in the Cretaceous rocks in the Vértes foreland. The faunas were correlated with the Urgon faunas in other areas of the Tethys.

The faunas of bivalves and gastropods in the Gerecse Hills and the Vértes foreland have a great number of common species. From the fauna in the Gerecse Hills, the *Plesioplocus*, *Chondrodonta* and large *Eoradiolites* species are missing.

Based on the *Pachyodonta* and *Nerinea* fauna, the fauna in the Gerecse Hills is assigned to the Early and Middle Albian. The fauna belongs to the west-European subprovince of the Mediterranean faunal province.

The fauna of the Környe Limestone Formation found in the Vértes foreland is assigned to the upper part of the early Albian and to the Middle Albian. The so-called transitional faunas are assigned to the Middle Albian.

Based on examinations of the fauna, it can be stated that the reef development began in the Vértes foreland with a minor lag in phase with respect to the Gerecse Hills. The time range for the Gerecse reef is unknown. The reef – in response to a strong swell of the sea caused by movements of the sea bottom – broke up and collapsed onto the slope of the sea channel, and the conglomerate was accumulated in beds.

The faunal relationships with the Környe Limestone formation found in the Vértes foreland should be searched for in the W-SW direction. The fauna belongs to the European faunal province which is featured by the mixture of elements of the western European and the pre-Apulian/Apulian subprovinces.

No direction can be detected between the fauna in the Gerecse Hills and the Urgon faunas in the neighbouring countries. Towards the south, there was a direct connection with the Vértes foreland, and both areas used to belong to the same sedimentary basin. It is also assumed, that there used to be an indirect connection, towards N-NW, with the Alpine-Carpathian sea branch, and the area was impacted from this direction as well. The fauna in the upper *Pachyodonta*-bearing limestone at Velka Bitca (Slovakia). In addition, they are of the same age.

**Key words:** Cretaceous, bivalvia, gastropoda, palaeoecology, Gerecse, Vértes, Hungary, stratigraphy

## Bevezetés

A gerecsei OTKA téma keretében megbízást kaptam a fenti címben megjelölt téma kidolgozására. A munka célja kettős volt: egyrészt a Lábatlan Köszőrűkőbánya Konglomerátum rétegesoportjának középső és felső részéből származó zoogén mészkőzárványok és görgetegek kagyló- és csigafaunájának faunisztikai vizsgálata; másrészt a Vértes előtéri középső kréta formációk (Környei Mészke Formáció, valamint átmeneti faunáinak a Vértessomlói Aleurit Formáció és a Tési Agyagmárga Formáció felé) paleoökológiai, kronobiosztratigráfiai értékelése és korrelációja a Köszőrűkőbányai Konglomerátum rétegesoport, valamint a Tethys más területein lévő kréta képződmények faunáival.

A gerecsei Köszőrűkőbányai Konglomerátum Tagozat képződményeiből vizsgált viszonylag kevés mintából meglepően gazdag kagyló és csigafauna került elő (12 kagyló és 9 csigafaj). A zoogén mészkövekből az ősmaradványanyag nem preparálható ki, így ezek főleg felületi csiszolatban vizsgálhatók.

FÜLÖP, J. (1958) monográfiájában összefoglalta a Gerecse kréta képződményeire vonatkozó irodalmat és részletesen foglalkozott a kréta képződményekkel és faunáikkal. A konglomerátum rétegesoportot a barrémi emeletbe sorolta, az aptiban területi kiemelkedést, szárazulatot tételezett fel. A fenti rétegesoportból néhány kagyló és egy csigafajt sorolt fel.

FÜLÖP J. szerint a gerecsei területnek a kréta idején az É-alpi-kárpáti tengerággal volt kapcsolata. DNyi irányban - véleménye szerint - a Bakony hegységgel nem volt kapcsolat, a két terület kréta képződményei és faunái között lényeges eltérés tapasztalható.

A gerecsei gazdag korall faunát KOLOSVÁRY G. vizsgálta (1954, 1957). A konglomerátum rétegesoport nannoplankton faunájával BÁLDI, M. foglalkozott (SZTANÓ, O., T. BÁLDI and M. BÁLDI) (1990).

Az utóbbi években CSÁSZÁR G. foglalkozott a gerecsei kréta képződmények földtani viszonyaival és ÁRGYELÁN

G.B. végezte el az erre a területre vonatkozó mikromineralógiai vizsgálatokat. CSÁSZÁR G. és ÁRGYELÁN G.B. (1992) teljesen új modellt állítottak fel a Gerecse hegység kréta képződményeire. A régi modellel ellentétben, szerintük az üledékképződés mélytengeri illetve lejtőfációs körülmények között zajlott le a középső albaiig. Továbbá megállapították:

- Az urgon a gerecsei üledékgyűjtő É-i oldalára is kiterjedt és összeköttetésben állt a Környei Mészke Formáció ma ismert elterjedésével.

- A vértesi és bakonyi középső kréta üledékciklus kiinduló pontja a gerecsei üledékgyűjtő volt.

- A DKH az albaiig az É-i Mészkealpokkal és a Déli Alpokkal egy egység volt.

Ezek a megállapítások teljesen új megvilágításba helyezték a gerecsei kréta képződmények megítélését. CSÁSZÁR G. ezek ismeretében javasolta a gerecsei Köszőrűkőbányai Konglomerátum Tagozatból származó zoogén mészkövek és görgetegek faunisztikai vizsgálatát és korrelációját. Az előzetes faunisztikai vizsgálatok már valószínűsítették a gerecsei zoogén mészkövek faunájának albai korát. Az újabb gyűjtések kapcsán került elő belőlük az előbbieknél már említett, viszonylag gazdag kagyló és csigafauna.

A Vértes előtéri középső kréta képződmények földtani vizsgálatainak eredményeit CSÁSZÁR G. (1986) foglalta össze. Megállapította, hogy a Környei Mészke Formáció a Vértessomlói Aleurit Formáció heteropikus fáciése és hogy a Környei felett települő Tési Agyagmárga Formáció alsó szakaszával szintén összefogazódik. Ezeket a megállapításokat saját faunisztikai vizsgálataim is alátámasztották.

A vértes előtéri középső kréta formációk számos fúrás anyagán végzett molluszkvizsgálatait CZABALAY L. (1983, 1989) foglalta össze. Az új feladat kapcsán a régi eredményeket revideálta és szinkronba hozta az újabb megállapításokkal (1. ábra)

## A faunák jellemzése, palaeoökológiai elemzése

### A Lábatlani Homokkő

#### Köszőrűkőbányai Konglomerátum tagozata

A kagyló és csigafaunában túlsúlyban vannak a Pachyodonta és *Nerinea* fajok. A Pachyodonták közül az *Agriopleura*, *Toucasia*, *Eoradiolites* fajok, a Nerineák közül a *Nerinea*, *Plesioptyxis*, *Nerinea* nemzetségek fajai dominálnak. Ezek mellett jellemzőek a kagylóknál a *Lima*, *Liostraea*, *Arcostrea*; a csigáknál a *Metacerithium*, *Tritonana* és *Cryptaulax* nemzetségek fajai.

A kísérő faunában a telepes és magányos korallak, *Stromatopora* félék száma igen jelentős. Az algák közül a

Lithothamnium félék tömegesen fordulnak elő. A mikrofaunában az *Orbitolina* félék dominálnak.

A fauna palaeoökológiai vizsgálatánál az ökológiai tényezőkből figyelembe vettem az életmódot, táplálkozási módot, sótartalmat, hőmérsékletet, hidrodinamikai viszonyokat, átvilágítottságot, oxigénesere ütemét, vízmélységet, a tengeraljzat milyenségét és a partvonaltól való távolságot.

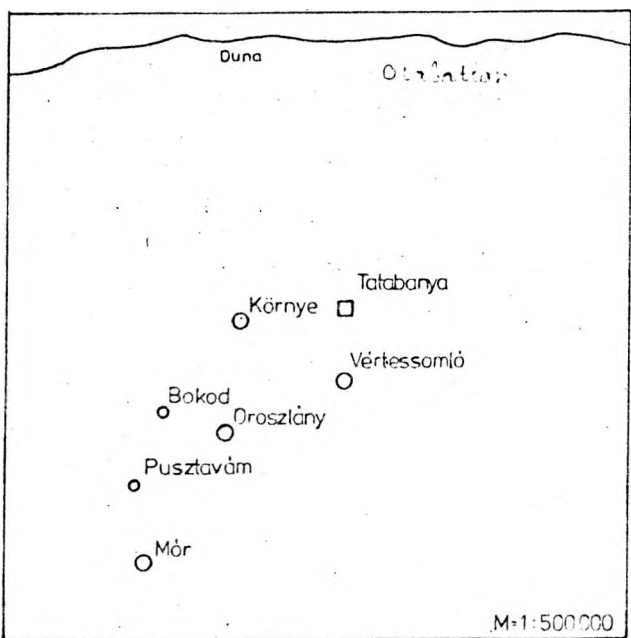
### Életmód

A konglomerátum rétegesoport mészkőzárvényaiból és görgetegeiből vizsgált kagyló és csigafaunában a taxonok

legnagyobb része rögzített életmódot folytatott. Így a faunatársulásban az epifauna dominál, az infaunával szemben. A Pachyodonták (*Toucasia*, *Agriopleura*, *Eoradiolites*) hal ill. jobb teknőjükkel rögzítették magukat a meszes kemény aljzathoz vagy másik egyed teknőjéhez. A Pachyodonták kisebb telepeket, zátonyokat alkottak. A kagylók másik része býssus fonállal rögzítette magát; általában kisebb telepeket alkottak (*Arcostrea*, *Liostrea*). A kísérőfaunában a korallok és algák zátonyépítő jellegűek voltak.

A kagyló fajok kisebb hányada (*Arca*, *Lima*, *Astarte*) a puhább mészsizapos aljzatú részekén kissé az aljzathoz befürödve élt, ezek a semiinfaunába sorolhatók.

A csigák – *Nerinella*, *Plesioptyxis*, *Nerinea* – mind a zátonyháttér, mind a zátony területén előfordulnak. A zátonyterületre inkább a differenciált redőzetű *Plesioptyxis* fajok jellemzőek, ezek egyedei a zátony falához tapadtak vagy a zátony belső oldalán éltek. A kisebb termetű *Plesioptyxis* és *Nerinella* félék a lagunaszerű részekén éltek.



1. ábra. Lelőhelytérkép.  
Fig. 1. Map of localities.

#### Táplálkozási mód

A rögzített életmódot folytató kagylók a tengervízből szűrték ki a táplálékukkal szolgáló mikroorganizmusokat. A semiinfaunába tartozó kagylók a mészsizapos aljzathoz kiemelkedő teknőiken keresztül szűrték ki a táplálékul szolgáló mikroorganizmusokat. A csigák algaevők voltak.

#### Sótartalom

A zátony területén élt fauna normális sótartalmat igényelt, ennek igen minimális ingadozását tudta elviselni. Ez elsősorban a Pachyodontákra, korallokra és Orbitolinákra jellemző. Ezen a területen is foltzátonyokról

beszélhetünk, mint a Bakony és Vértes előterén is. Nem nagyobb vastagságú és kiterjedésű zátonytestről lehetett szó, ahol a környező tengerrészek behatása is érződött.

#### Hydrodinamikai viszonyok

A tengervíz mozgatottsága a zátony területén intenzív volt. A belső szakaszon, ahol a kistermetű *Nerinea* éltek, az intenzitás csökkent. A terület fokozatos kiemelkedésével a zátonyterületen a vízmozgás intenzitása felgyorsult, a zátonyt lepusztította és ennek darabjai a Gerecse mély csatornájának lejtő oldalán halmozódott fel. A zátony darabjai lényegében a konglomerátum rétegesoport üledékei közé halmozódtak át.

#### Átvilágítottság

A tengervíz átvilágítottsága a zátony területén jó volt, ezt helyenként feldúsuló algatenyészet csökkentette.

#### Oxigénecsere

Az oxigénecsere üteme a zátony külső oldalán volt a leggyorsabb, a belső lagunás részekén ez csökkent.

#### Vízmélység

A tengervíz mélysége a zátony területén 5-15 méter között mozgott.

#### Tengeraljzat

A tengeraljzat a zátony külső szakaszán kemény mészsizapos volt, a kisebb lagunaszerű részekén ez puhább mészsizapossá vált.

#### Környei Mész-kő Formáció (Vértes előtere)

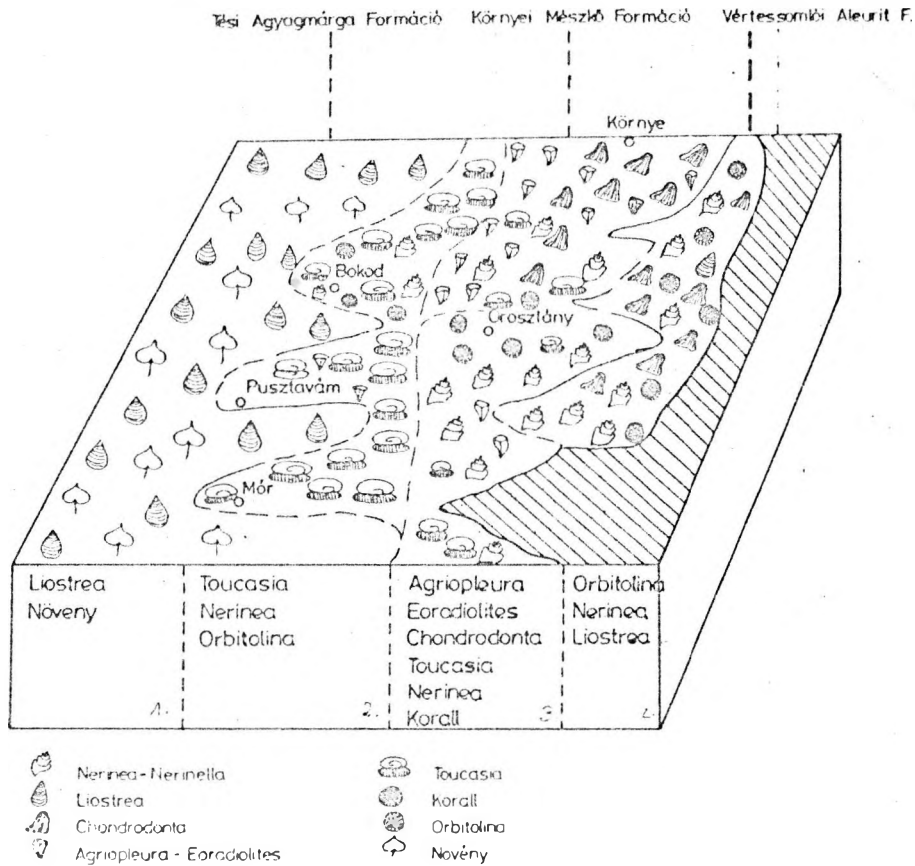
A Vértes előterében a faunisztikai változásokat az egykori lagunára merőlegesen DNY-i irányban jól nyomonkövethetjük. Így a Környei Mész-kő Formáció ún. átmeneti faunái a Vértes-somló Aleurolit és a Tési Agyagmárga Formációk felé megállapíthatók voltak. (2. ábra).

A Környei Mész-kő Formáció igen gazdag Pachyodonta (*Toucasia*, *Pseudotoucasia*, *Agriopleura*, *Eoradiolites*), csiga (*Nerinella*, *Plesioptyxis*, *Plesioptlocus*, *Nerinea*, *Metacerithium*, *Cryptaulax*), más kagyló (*Chondrodonta*, *Liostrea*) faunát tartalmaz. A kísérőfaunában az algák, Orbitolinák és korallok dominálnak.

A zátonytest szárnya Vértes-somló irányában zátony jellegű faunatársulásokat tartalmaz Pachyodontákkal, algákkal, korallokkal. Ny-DNY-i irányban a korall és alga félék száma csökken, egyre inkább túlsúlyra jutnak a *Nerinella* és *Nerinea* félék, de a Pachyodonták is nagy számban vannak jelen (*Toucasia*, *Agriopleura*).

Bokod térségében (Bo-1828 sz. fúrás), ahol a zátonytest kivékonyodik, toucasias-nerineas-agriopleuas faunatársulások fordulnak elő. A faunatársulásokban a Pachyodon

## A Környei Mészke Formáció kagyló és csiga faunaasszociációinak elterjedése



Vagyarázat a 2. sz. ábrához. A Környei Mészke Formáció kagyló és csiga faunaasszociációinak elterjedése.

/kizárva a jellegzetes faunatársulásokat/.

1. liostreás-növénymaradványos-metacerithiumos-chlamysos;
2. toucasias-nerineás-orbitolinás;
3. orbitolinás-eoradioliteses-agriopleurás;  
nerinellás-nerineás-chondrodontás,  
toucasias-agriopleurás;
4. orbitolinás-nerineás-liostreás  
nerineás-kagylós.

2. ábra. A Környei Mészke-, Vértessomlói Aleurit- és Tési 11. sz. Agyagmárga Formáció faunaasszociációinak elterjedése.

Fig. 2. The range of faunal associations of the Környe Limestone Formation, the Vértessomlói Silt Formation and the Tési Clay Formation.

ták mellett igen jellemzőek a Chondrodonta félék, melyek az egész faunára rányomják bélyegüket. Bokod térségében a Pachyodonták mellett megjelennek a *Liostrea* félék, ebben a faunaegyüttesben a Környei Mészke Formáció és a Tési Agyagmárga Formáció faunatársulásainak kevere-

dését találjuk. Pusztavám térségében a zátonyháttér kifejlődésű faunatársulások közé (*Toucasia-Aagriopleura*) közbefogazódik egy liostreás faunaegyüttes.

A Környei Mészke Formáció faunája melegvízi tengerben (20-25 °C körül) szubtrópusi környezetben,



normális sótartalom mellett zátony és zátonyháttéri környezetben élt. A zátonytest nem volt széles, így a környező üledékfelhalmozódási területekről különböző ökológiai behatásoknak volt kitéve, mint a sótartalom csökkenése, felerősödő vízmozgás stb.

A kagyló taxonok legnagyobb része rögzített életmódot folytatott, így a faunaegyüttesekben az epifauna dominál az infaunával szemben, ezen belül az ún. cementált típusok (*Toucasia*, *Pseudotoucasia*, *Agriopleura*, *Eoradiolites*). Ezeknek a nemzetségeknek egyedei az aljzathoz, vagy más egyed teknőjéhez rögzítették magukat. A kagylók másik csoportja szintén az epifaunába tartozik, de byssus fonallal rögzítették magukat részben állandó, részben időszakos jelleggel. Ilyenek voltak a *Neithea*, *Arcostrea*, *Liostrrea* és *Chondrodonta* félék – ez utóbbiak állandóan rögzítették magukat. A többi kagyló az infaunába tartozik (*Astarte*, *Cardita*, *Chlamys*, *Panopaea*).

A Környei Mészko Formációban a zátony és zátonyháttér kifejlődésű faunatársulások területenkint váltakoznak. Az előzőekben említettem, hogy a zátonytest viszonylag keskeny volt és így mindkét irányból ökológiai behatás érte a zátonyterület faunáját. A laguna irányából – Tési Agyagmárga Formáció – a sótartalom csökkenését idézte elő a víz hozzáfárlása, így alakultak ki az ún. átmeneti faunák (liostreás). Vagy a Vértesomlói Aleurit Formáció irányából a nyitottabb tengerérsz felől erősebb hullámvetés vagy kisebb hőmérsékleti ingadozás jöhetett létre.

A továbbiakban a Vértes előtere különböző faunatársulásait elemzem ökológiai szempontból, ezek területi változásait vizsgálva.

A Környe-27 sz. fúrás harántolta a Környei Mészko Formáció legteljesebb üledéksorát, mely mészko és mézsmárga rétegekből áll. Az üledékösszetételben több faunatársulást különítettem el. A részben zátony kifejlődésű rétegsor a korallalagás együttesel indult, mely felett az orbitolinás-eoradioliteses-agriopleurás faunatársulás települ (390,2–403,3 m, 3. ábra).

A Pachyodontákat az *Eoradiolites murgensis* TORRE, *Agriopleura darderi* ASTRE és kisebb egyedszámmal a *Toucasia carinata* MATHERON képviselik. A kísérfaunában néhány *Chondrodonta*, a csigák közül a *Nerinella utrillasensis* VERN. et LOR., *Plesioptyxis fleuriau* (D'ORB.) és *Metacerithium trimonile* (MICH.) egyedei találhatóak. Az Orbitolinák vázai tömegesen vannak jelen ebben az együttesben, ez a zátonyra jellemző, ahol a fauna normális sótartalom mellett, meleg tengervízben optimális életfeltételek között élt. A tengervíz mélysége a 25–30 métert nem haladta meg. A kagylók szinte kizárólag a cementált típusú epifaunába tartoznak.

A felette települő nerinellás-nerineás-chondrodontás faunatársulás (382,8–390,2 m, 4. ábra), ahol a *Chondrodonta* nemzetség képviselői jutnak túlsúlyra. A kísérfaunában az Orbitolinák száma fokozatosan csökken, a csigák közül a *Plesioptyxis* fajok (*Pl. cretacea* (CONRAD), *Pl. fleuriau* (D'ORB.), *Pl. baconica* (CZAB.), *Pl. profleuriau* (CZAB.) fajok vannak nagy egyedszámmal képviselve. A Pachyodonták száma csökken, néhány *Agriopleura darderi* ASTRE és *Eoradiolites murgensis* TORRE fajok egyedei találhatóak a faunaegyüttesben. Az

előző faunaegyütteshez képest az ökológiai tényezőkben változás észlelhető, ez a fauna a parti szakasz segélyebb vízmélységű területén élt, ez 15–20 méter között mozgott. A víz mozgásának intenzitása, az oxigénesere gyakorisága fokozódott. A *Chondrodonták* a hidrodinamikai behatással szemben azzal védekeztek, hogy byssus fonallal állandóan rögzítették teknőiket. Általában a padokat alkották.

Az epifaunában a cementált típusokkal szemben a byssus fonallal rögzítettek kerültek túlsúlyra.

Az eoradioliteses-toucasias-cryptaulaxos asszociációban (380,9–382,8 m, 5. ábra) a Pachyodonták közül az *Eoradiolites murgensis* TORRE és *Toucasia carinata* MATHERON uralkodnak. Ez a fauna a zátony olyan területén élt, ahol az aljzat kisebb süllyedése kapcsán lagunaria részek alakultak ki, ahol a víz mélysége 20–30 méter között mozgott. Erre utalnak a kísérfaunában megjelent aprótermetű csigák (*Pyrazus nichaillensis* (D'ORB.), *Metacerithium trimonile* (MICH.)). A tenger-aljzat kissé mészsziposabbá vált, a víz átvilágítottasága csökkent ezt az alga félék feldúsulása idézte elő. A hidrodinamikai behatás is kisebb lett. A faunában a *Chondrodonta* félék száma minimálisra csökkent, az Orbitolina félék teljesen eltűntek. Ez arra utal, hogy közvetlen kapcsolat a nyitottabb tengerérszettel nem volt, az algafeldúsulás és a vízmozgás ütemének csökkenése az oxigénesere ütemét is visszafogta.

A Környei Mészko Formáció legfelső orbitolinás-eoradioliteses asszociációja (368,6–380,0 m, 6. ábra), ahol a *Toucasia carinata* MATHERON, *Eoradiolites murgensis* TORRE Pachyodonta fajok egyedszáma a legmagasabb, ehhez társul az *Agriopleura darderi* ASTRE faj néhány egyede. A csigák közül a *Nerinella utrillasensis* VERN. et LOR., *Plesioptyxis fleuriau* (D'ORB.), *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD) és *Plesioptyxis baconica* (CZAB.) fajok egyedszáma megnőtt. Az Orbitolina vázak tömeges jelenléte zátony területre utal, ahol a tengeri infralitorális övre jellemző életkörülmények voltak. A kagylók közül a byssus fonallal rögzített típusok a cementált típusokkal szemben túlsúlyra kerültek.

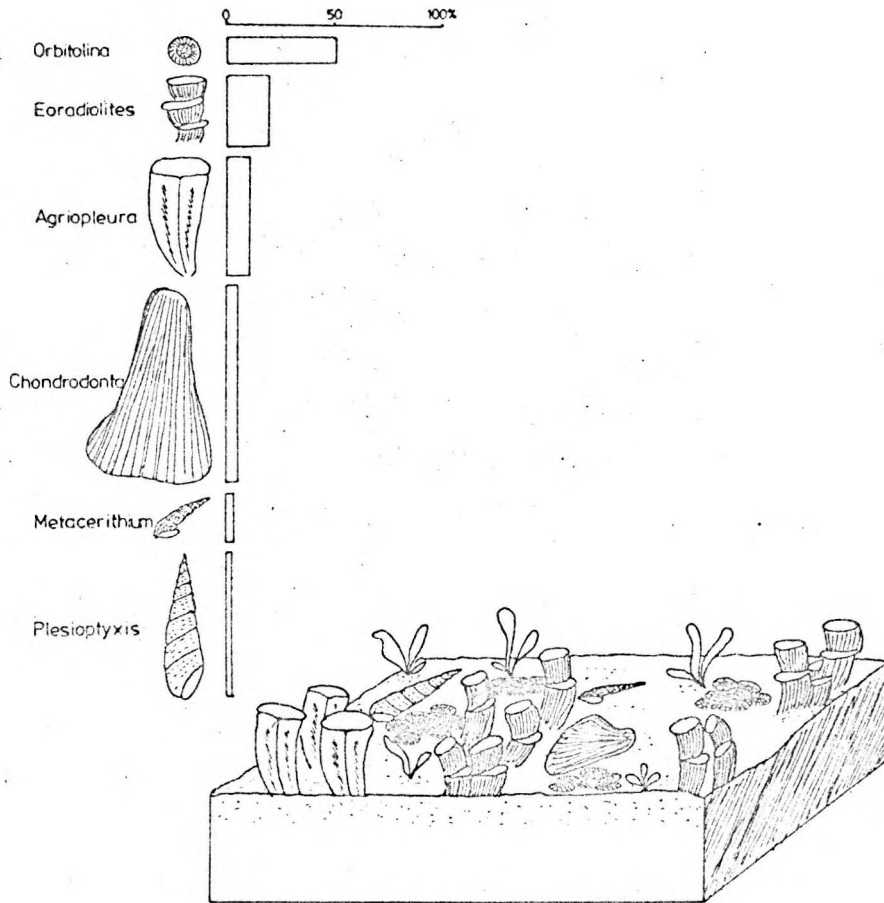
A zátonyterület fokozatosan tengeri lagunává alakul, melynek parti szakaszán élt fauna jelenik meg. Az orbitolinás-liostreás faunaegyüttes átmeneti típusú fauna a Tési Agyagmárga Formáció faunái felé.

A Környe-26 sz. fúrásban a 671,0–683,6 méteres szakaszon két faunatársulást különítettem el a Környei Mészko Formációban. Ez a két faunatársulás a Kö-27 sz. fúrás alsó két társulásával azonosítható (Kö-27. 380,0–290,3 m).

A chondrodontás-toucasias-nerinellás (675,2–683,6 m) társulásban a kagylóknál az epifauna cementált típusai (*Toucasia*, *Agriopleura*) azonos arányban vannak jelen a byssus fonallal rögzített típusokkal szemben. A toucasias-agriopleurás faunatársulásban a cementált típusú kagylófajok jutnak túlsúlyra. A két faunatársulás életkörülményeiben különbség volt a vízmélység, a vízmozgás intenzitása, oxigénesere üteme és az algafeldúsulás tekintetében. A chondrodontás-toucasias fauna a parthoz közelebb élt, az algafeldúsulás megakadályozta a víz átvilágítottaságát és ezek az ökológiai tényezők gátolták

Környe-27. sz. fúrás 390,2–403,7 m.

Orbitolinás-eoradioliteszes-agriopleurás asszociáció



Magyarázó a 3–11 sz. ábrákhoz.

Az ökológiai diagramokon a Vértess elöteri Környei Mészkö Formáció faunatársulásai vannak ábrázolva a nemzetségek százalékos megoszlása szerint. Jelezve ezek képviselőinek nagyságbeli viszonyítását. A tömbdiagramon a faunatársulás egykori életkörülményeit kíséreltem meg bemutatni.

/Mészkötetemet fejezem ki John Péternének és Verebályi Juditnak, akik a rajzbeli ábrázoláshoz segítséget nyújtottak./

3–11. ábra. Ökológiai diagramok a Környei Mészkö Formáció faunatársulásairól.

Figs. 3–11. Ecological diagrams showing the faunal associations in the Környe Limestone Formation:

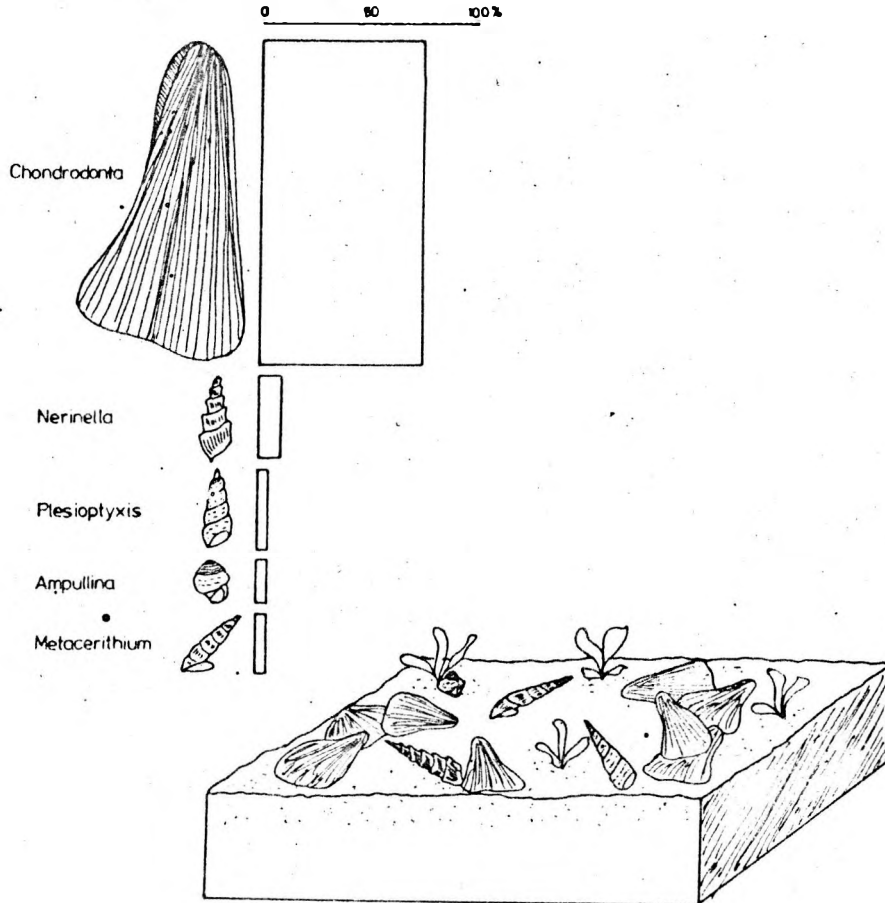
meg a *Toucasia* félek életfeltételeit. A vízmozgás intenzitása, oxigéncsere üteme is csökkentett volt, ellentétben a felette települő toucasiás-agriopleurás faunaegyüttesnél.

Oroszlány területén a Környei Mészkö Formáció üledékei a Vértessomlói Aleurit Formációra települnek. Az Oroszlány–1822 sz. fúrásban a fenti két formáció között ún. átmeneti faunaegyüttes jelenik meg, mely a kialakuló zátonyterületet jelzi. Ebben a faunaegyüttesben igen

hasonló faunisztikai viszonyokat észleltünk, mint a Környei Mészkö Formációban. Az Oroszlány–1822 sz. fúrásban a Környei Mészkö Formációban ugyancsak két faunatársulás volt szétválasztható. A nerinellás-nerineás-chondrodontás faunaegyüttes (377,05–378,7 m, 8. ábra), melyben nagy egyedszámban *Chondrodonta hantkeni* (HORV.), *Chondrodonta cretacea* (HORV.) fajok egyedeit gazdag csigafauna kíséri *Nerinella utrillasensis*

Környe -27. sz. fúrás, 382,8-390,2 m.

Nerinellás-chondrodontás asszociáció



4. ábra  
Fig. 4.

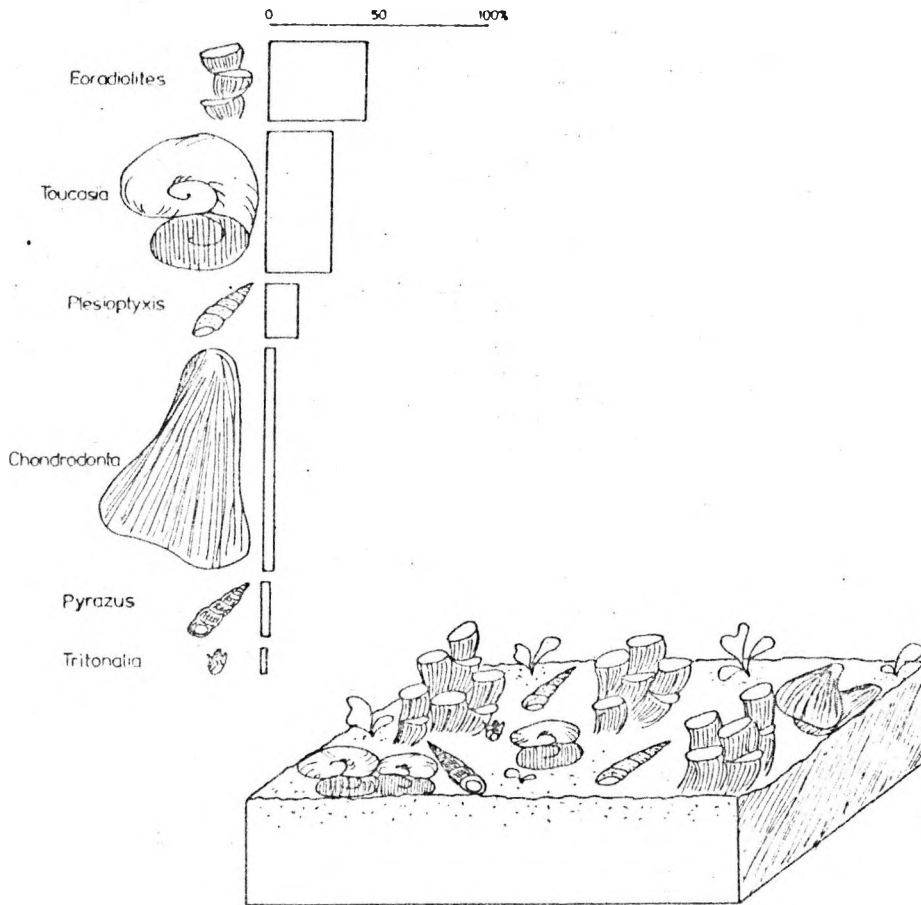
VERN. et LOR., *Plesioptyxis profleuriaui* (DELPEY), *Plesioptyxis fleuriaui* (D'ORB.) és *Nerinea/Eunerinea* titan/Sharpe fajokkal. A faunában dominálnak az epifauna byssus fonallal rögzített típusú kagylói (*Chondrodonta*). A cementált típusú *Toucasia*, *Agriopleura* fajok a felső nerinellás-nerineás-toucasiás-agriopleurás asszociációban jutnak túlsúlyra (361,75-377,05 m, 9. ábra). A kísérőfaunában a csigák mellett a Hydrozoa és korall félék száma magas. Ez jellegzetesen zátony kifejlődés.

Az Oroszlány-1825 sz. fúrásban a Környei Mésző Formáció üledékösszlete alsó szakaszán átmeneti jellegű faunával indul, neitheás-algás-korallos faunatársulással (446,3-451,8 m). Az ún. átmeneti faunatársulás felett nerineás-chondrodontás együttes (428,8-446,3 m) a zátony kissé sekélyebb parti szakaszán 15-20 méteres vízmélységben élt. Az agriopleurás-toucasiás-eoradioliteses faunatársulás (418,2-428,3 m, 10. ábra). Ez a

Pachyodontás asszociáció jellegzetes zátony jellegű együttes, ahol a Pachyodontákhoz (*Agriopleura darderi* ASTRE, *Toucasia carinata* MATHERON, *Eoradiolites murgensis* TORRE) fajokhoz társulnak a *Chondrodonta cretacea* (HORV.) kagyló és *Nerinea (Eunerinea) titan* SHARPE csiga fajok. Ezek a faunatársulások kisebb eltéréseket leszámítva jól azonosíthatók az Oroszlány-1891 sz. fúrásban megállapított asszociációkkal. Az üledéksor nerinellás-nerineás-agriopleurás faunaegyüttesel indul, melyben gazdag *Agriopleura darderi* ASTRE és *Nerinella utrillanensis* VERN. et LOR. fauna van (562,0-568,0 m). A felette települő toucasiás-agriopleurás pachyodontás zátony típusú fauna. A toucasiás-nerinellás-orbitolinás faunatársulásban a Pachyodonták közül elsősorban a *Toucasia carinata* MATHERON faj van nagy egyedszámmal képviselve, melyet gazdag *Nerinea* és *Orbitolina* fauna kísér.

Környe--27. sz. fúrás 380,0-382,8 m.

## Chondrodontás-toucasiás asszociáció



5. ábra  
Fig. 5.

Az oroszlányi területen jól nyomozható a faunaegyüttesek horizontális változásai és a formációk egymásba fogazódása.

Pusztavámon (Pv-980 sz. fúrás) a Környei Mésző Formáció az ún. átmeneti faunatársulással indul a Tatai Formáció felett toucasiás-agriopleurás-liostreás (715,0-721,0 m, 11. ábra). A zátonyhátiér jellemű üledéksorba befogazódik egy liostreás faunatársulás (686,6-707,7 m), mely a Tési Agyagmárga Formáció felé mutat átmenetet. E felett újra a zátonyhátiérre jellemző toucasiás-agriopleurás-liostreás együttes következik (675,0-686,8 m). Ebben az asszociációban a *Chlamys* és *Astarte* genusok képviselői is megjelennek. Itt az epibentos cementált típusai mellett a byssus fonallal rögzítettek is szerepet kapnak és megjelennek az infauna képviselői is.

Bokodon (Bo-1828 sz. fúrás) a Back-Reef jellemű együttesek mellett a Back-Reef típusú faunatársulásokat is megtaláljuk. Az alsó szakaszon (358,0-385,0 m) touca-

siás-nerineás-orbitolinás asszociáció az 0-1891 sz. fúrásban megállapított azonos faunatársulás folytatásának tekinthető. Itt a 366,3 méterben vékony chondrodontás közbetelepülés van, mely felett a toucasiás-agriopleurás-nerineás található, ez az együttes a Back-Reef és a Fore-Reef típusok közötti átmenetet jelzi.

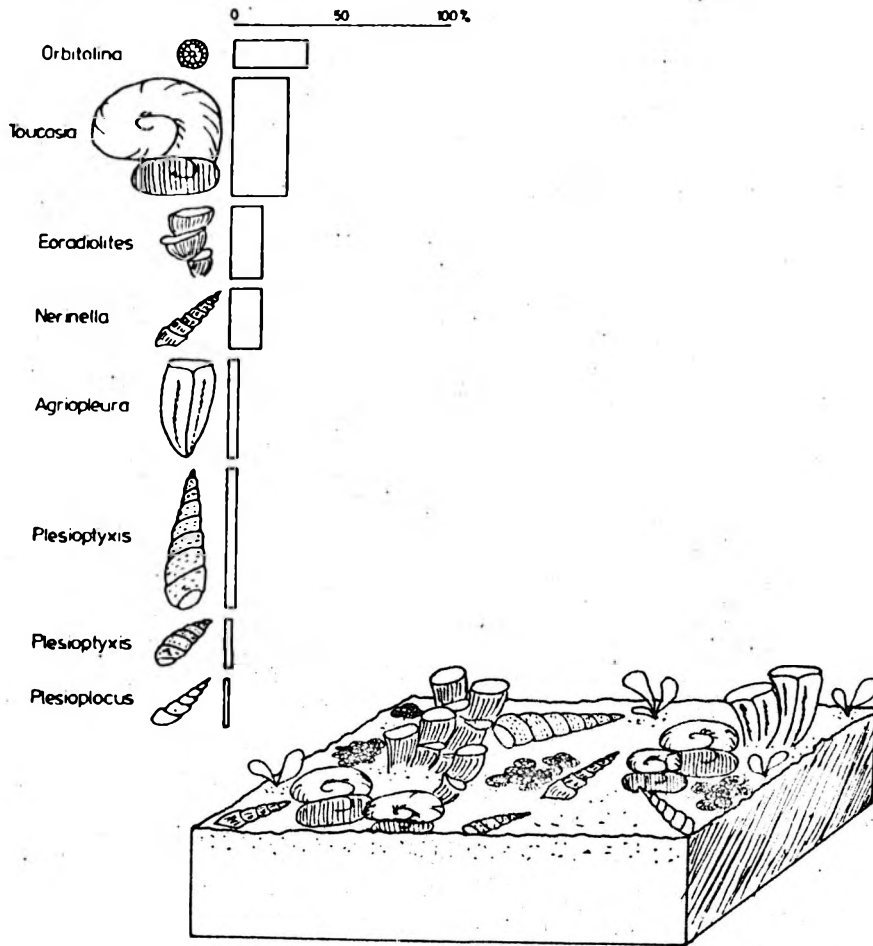
A felső faunaegyüttes már átmeneti típus (358,8-366,3 m) a Tési Agyagmárga Formáció felé, a zátony és a lagunáris rész határán élt ezt a fauna.

DNy-i irányban Mómál a platform 1-2 méteres vastagságban vannak jelen (toucasiás faunatársulások, Mór 11, 15 sz. fúrások).

A Mór VII sz. fúrásban (92,4-98,4 m) a Back-Reef jellemű toucasiás-metacerithiumos-mytilusos faunaegyüttes van képviselve, mely már átmenetet jelez a Tési Agyagmárga Formáció felé.

Környe - 27 sz. fúrás 368,0 - 380,0 m.

Orbitolinás - eoradioliteses - toucasias asszociáció



6. ábra  
Fig. 6

Átmeneti faunatípusok a Vértesszlői Aleurit-,  
a Tési Agyagmárga- és a Környei Mészke  
Formációk között

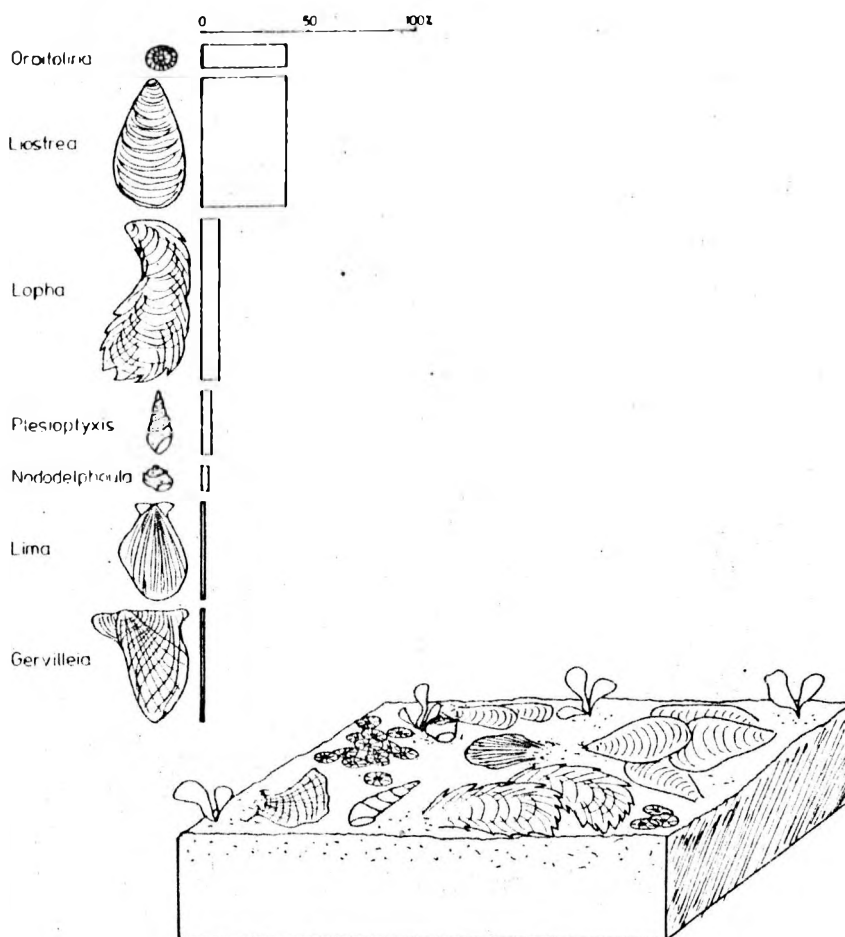
Az ún. átmeneti faunatípusokban kétféle típust lehetett elkülöníteni: az egyik az „átmenet” a Vértesszlői Aleurit Formációból a Környei Mészke Formációba. Ezek a faunatípusok a zátonyterület kialakulását jelzik, ahol a *Liostrea*, *Nerinea*, *Lima*, *Mytilus*, *Gervilleia*, *Cardita* genusok képviselői mellett már megjelennek a *Pachyodonták* és *Nerineák* is. A másik faunatípus az átmenet a Környei Mészke Formációból a Tési Agyagmárga Formáció felé. A faunát liostreás-metacerithiumos-chlamysos-növénymaradványos faunatípus jellemzi. Ez a fauna átmenetet képez a lagunaris terület felé, ahol ez a fauna a

parti szakaszon élt. A *Liostrea* féléket helyenkint kőzetalkotó mennyiségben kísérik az *Orbitolina* félék.

A makrofaunisztikai vizsgálatok alátámasztották Császár G. (1974, 1984) megállapítását, hogy a Környei Mészke Formáció képződményei részben összefogazódnak a Vértesszlői Aleurit és a Tési Agyagmárga Formáció üledékeivel. A mellékelt 2. sz. táblázatban megkíséreltem rekonstruálni a Környei Mészke Formáció faunatípusainak elterjedését és érintkezését a szomszédos területekkel, vagyis a másik két Formációval. Vértesszlői irányból az infracircolitoralis partövből Ny-i irányban a zátonyjellegű együtteseket nyomozhatjuk, egészen Környéig bezárólag, É-on algás-korallós chondrodontáspachyodontás-nerinellás-nerineás faunaasszociációkkal. A Fore-Reef jellegű képződmények Ny-DNy-i irányban fokozatosan átmennek a Back-Reef kifejlődésbe, ahol a laguna

Környe 27 sz. fúrás 351,6-367,5 m.

Orbitolinás-liostreás asszociáció



7. ábra

Fig. 7

szegélyén (Mór, Pusztavám) már a Tési Agyagmárga Formáció üledékeivel fogazódnak össze.

Oroszlány területén (0-1822, 1825, 1891 sz. fúrások) a Vértessomlói Aleurit Formációból az ún. átmeneti fauna gazdag kagyló (*Neithca*, *Corbula*, *Lima*, *Mytilus*, *Gervilleia*) faunát tartalmaz. Megjelennek már a *Nerinea* félék és kevés *Pachyodonta* is. A kagylók kisebb részben az epifaunába, nagyobb részben az infaunába sorolhatók. A tengeraljzat homokos-agyagos, gyengébben mészsizapos volt. A csigák közül kevés faj volt megállapítható: *Haustator vibrayeanus* (D'ORB.), *Adiozoptyxis coquandiana* (D'ORB.). A kísérfaunában alga, *Orbitolina*, Echinoidea félék gyakoriak, sőt Ammonites is, ez utóbbi a nyíltabb tengerrésszel való kapcsolatra utal. A zátony kialakulásának kezdeti szakaszát jelzik a korall és Hydrozoa félék megjelenése.

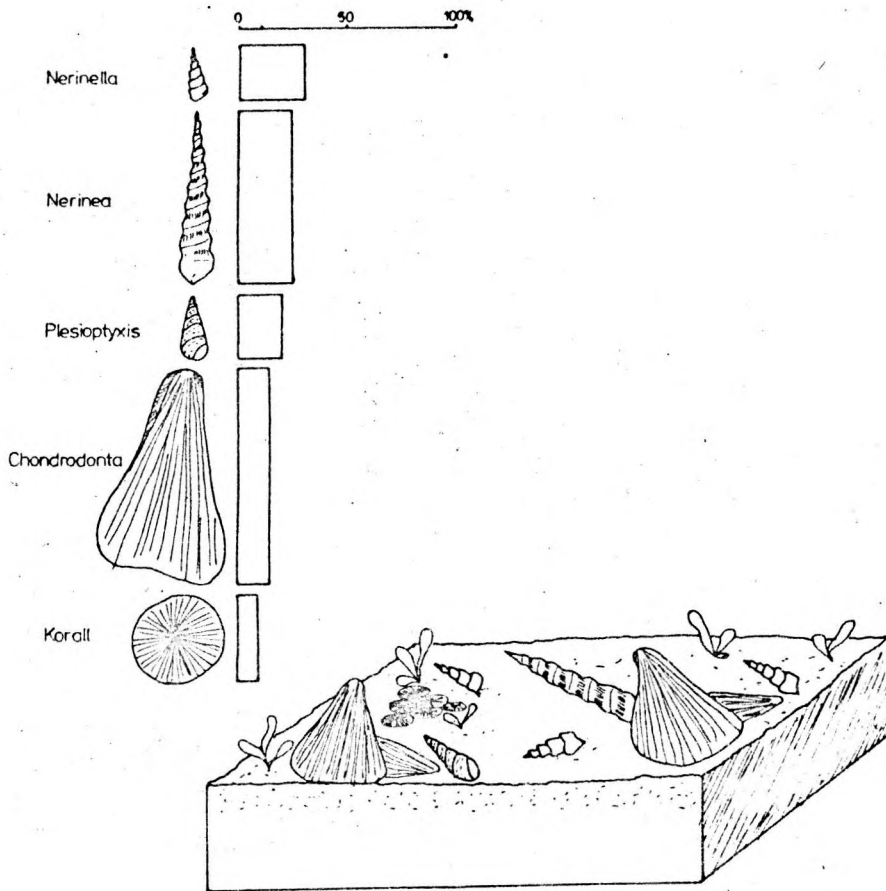
A fauna az infralittoralis partszakaszon élt, a kagylók jelentős része az infaunába tartozik, így a tengeraljzathoz befűződtek. A *Chlamys*, *Mytilus* félék a semi-infaunába tartoznak, de időszakosan byssus fonállal tudták magukat

az aljzathoz rögzíteni, a *Chlamys* félék egyes fajai az aljzathoz is befűződtek. A *Liostrea* félék az epifaunába tartoznak. A csigák közül a nagytermetű *Adiozoptyxis coquandiana* (D'ORB.) faj egyedei a mészsizapos tengeraljzaton éltek, míg a *Haustator* félék az iszapos, homokos aljzaton jobban kedvelték. Ez az átmeneti fauna kevert faunatípusának is felfogható, ahol a kialakuló zátony elemei keverednek a faunában nagyobb százalékban jelen levő infralittoralis faunaelemekkel.

A Tési Agyagmárga Formáció felé az ún. átmeneti faunában megjelennek nagy egyedszámban a *Liostrea* félék néhány *Nerinea*, *Plesioptyxis* társaságában (Bo-1828 sz. fúrás). A kísérfaunában az *Orbitolina* félék jellemzőek, emellett gyakoriak a kőszenes növénymaradványok. Jellegzetes lagunaris fauna, ahol a sótartalom kisebb ingadozása feltételezhető. A *Liostrea* félék az epifaunába tartoznak, időszakosan rögzítették teknőiket byssus fonállal. A *Crassatella* és *Arca* félék az infaunába sorolhatók.

Oroszkány - 1822 sz. fúrás 377,05-378,7 m.

Nerinellás-nerineás-chondrodontás asszociáció



8. ábra  
Fig. 8

Pusztavámon (Pv-980 sz. fúrásban) az alsó szakaszon a liostreás befogazódás már a Tési Agyagmárga Formáció nyúlványának ítéltethető. A Környei és Tési Formációk üledékeinek összefogazódása a zátony és laguna határán igen jól nyomozható.

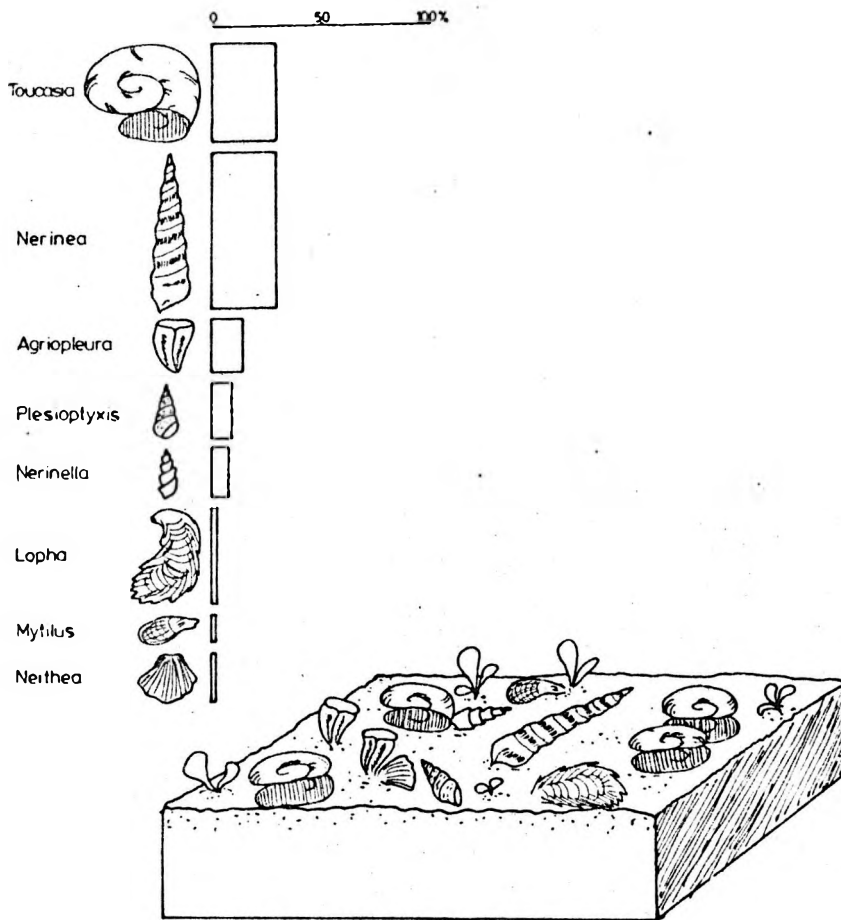
Környén a Környei Mészke Formáció zátonyjellegű üledékei felett lagunáris terület alakult ki, ahol már a *Liostrea delectrei* (COQUAND) faj egyedei dominálnak a faunában. A kísérőfaunában *Arcostrea*, *Lima*, *Gervilleia* kagyló-, *Plesioptyxis* csigafajok és *Orbitolina* félék vannak. A faunisztikai változás a Kő-27 sz. fúrásban hirtelen észlelhető, mikor a *Chondrodonta* és *Liostrea* félék egymással váltakozva jelennek meg. Ebben a

faunában lévő *Liostrea* faj teknői lényegesen vastagabbak, a pusztavámi fúrásban megismerteknél, ez arra utal, hogy itt a vízmozgás intenzitása fokozottabb volt. A kagylófajok jelentős része az epifaunába tartozik (*Liostrea*, *Arcostrea*), míg kisebb részük az infaunába (*Lima*).

A Környei Mészke- és a Tési Agyagmárga Formációk üledékeinek összefogazódása a móri területen is nyomozható, a Mór VII sz. fúrásban, ahol a *Mytilus* és *Toucasia* félék faunatársulásai váltakoznak. Ez a Back-Reef és lagunáris területek határainak ingadozását bizonyítja. Mórón az iszapos agyagos üledékek közé a zátonytestnek csak foszlányai 1-2 méteres vastagságokban fogazódnak be.

Oroszlány 1822 sz. fúrás 361,75-377,05 m.

Nerinellás - nerineás - agriopleurás - toucasia asszociáció



9. ábra  
Fig. 9

### A fauna rétegtani értékelése

#### Gerecse, Konglomerátum rétegcsoport

A Kőszőrükőbányai Konglomerátum Tagozat zátonymészköveiből vizsgált Pachyodonta faunára jellemző az *Agriopleura darderi* ASTRE faj Dél-Franciaország (Provence) az alsó albaihól ismert (MASSE, J.P., PHILIP, J. 1974; MASSE, J.P. 1976, 1981), a Pireneusokból (ASTRE, G. 1932) és Olaszország (Szicília, CAMOIN, G. 1983) a középső albai zátonyképződményekből írták le.

*Eoradiolites murgensis* TORRE faj Olaszországban (Latinum hegység, Murge Baresi, TORRE, D. 1965) az alsó albaihól és Sziciliában a középső albaihól ismert ez a faj.

A *Toucasia carinata* MATHERON faj rétegtani elterjedése igen nagy, ez a felső aptitól a felső albaiig terjed. A *Pseudotoucasia santanderensis* DOUVILLÉ időbeli elterjedése valamivel kisebb, csak az albaiira terjed ki.

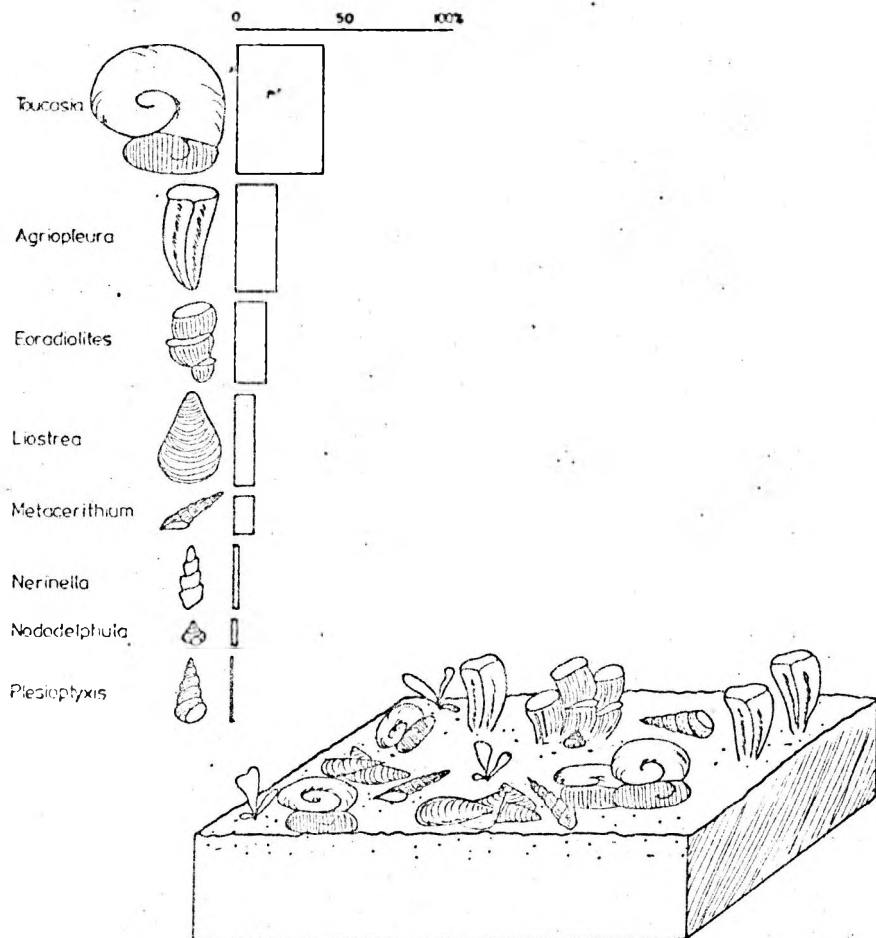
Ez a pachyodontás faunaegyüttes (*Agriopleura darderi* ASTRE, *Eoradiolites murgensis* TORRE, *Toucasia carinata* MATHERON, *Pseudotoucasia santanderensis* DOUVILLÉ) hasonló a Dél-Franciaország (Provence) alsó albai (MASSE, J.P., PHILIP, J. 1974) és középső albai pireneusi (ASTRE, G. 1932), szicíliai (CAMOIN, G. 1983), portugáliai (BERTHOU, P.Y. 1979) faunákhoz.

Az *Arcostrea rectangularis* (RÖMER), *Astarte claxbiensis* WOODS, és *Lima essertensis* P. DE LOR. kagylófajok az alsó-középső albaiira, a *Perna ricordeana* D'ORB. a felső albaiira jellemzőek. A *Nerinea* fajok legnagyobb



Oroszlány-1825 sz. fúrás 418,2-428,8 m.

Toucasia-s-agriopleurás-eoradioliteszes asszociáció



10. ábra  
Fig. 10

részének időbeli elterjedése a felső aptitól a felső albaiig terjed: *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD), *Plesioptyxis fleuriau* (D'ORB.), *Nerinella utrilanensis* VERN. et LOR. A *Nerinea* (*Eunerinea*) *titan* SHARPE faj Portugáliában a középső és felső albaiból ismert (TERMIER, G., BERTHOUS, P.Y. 1979). A *Plesioptyxis preleuriau* *rengarteni* (CZAB.) és *Plesioptyxis baconica* (CZAB.) fajok a Bakonyban a középső és felső albaiban fordulnak elő (Zirci Mészko Formáció, CZABALAY, L. 1981, 1984, 1989).

A kísérőfaunában levő *Orbitolina* fajok *Mesorbitolina texana*, *Orbitolina concava* Sziciliában (*Alaria* hegyei szelvény, CAMOIN, G. 1983) a középső albaiban gyakoriak. CAMOIN, G. (1983) *Nerinea* és *Pachyodonta* fajokat írt le ezekből a képződményekből: *Agriopleura darder* ASTRE, *Eoradiolites murgensis* TORRE.

A Konglomerátum rétegsoport zoogén Mészko és görgetegeinek faunáját a *Pachyodonták* és *Nerineák* alapján az alsó és középső albaiba soroljuk. A fauna a mediterrán faunaprovincia nyugat-európai szubprovin-

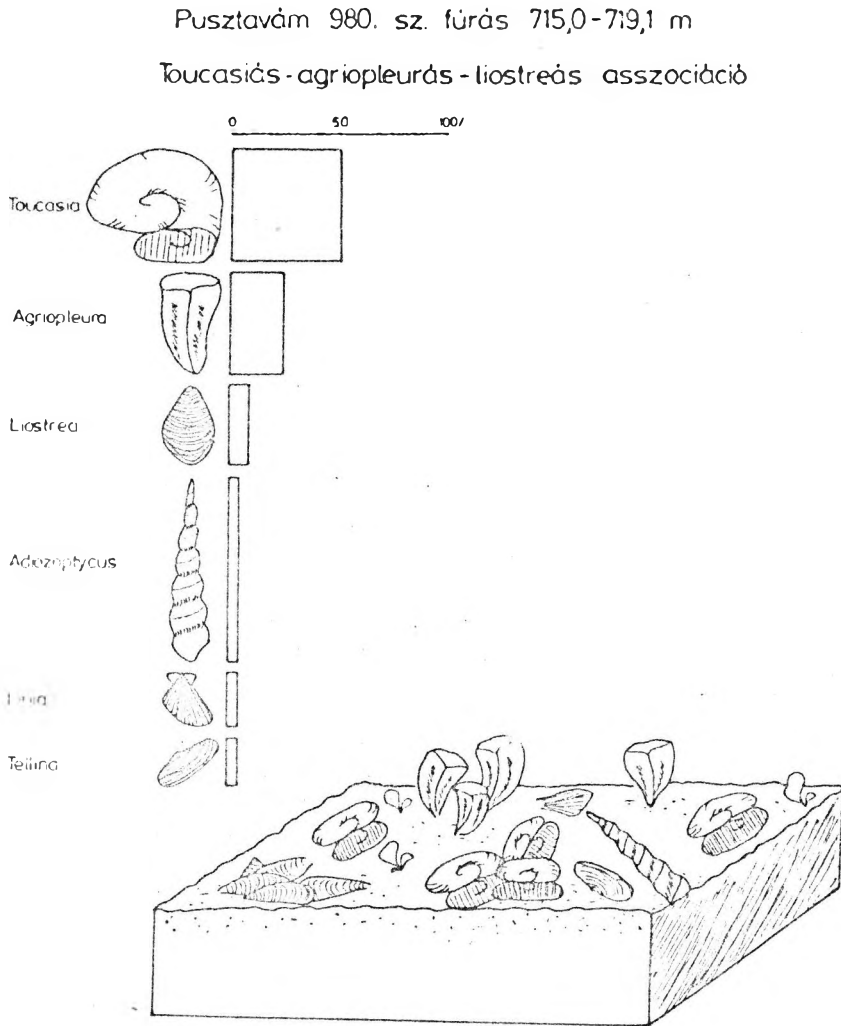
ciájába tartozik, hasonlóan a Vértes előtéri Környei Mészko Formációhoz a preapuliai-apuliai szubprovinciák elemeivel, ezek száma itt lényegesen csekélyebb.

#### Vértes előtere: Környei Mészko Formáció

A Környei Mészko Formáció *Pachyodonta* faunájára majdnem kivétel nélkül azok a fajok jellemzőek, melyeket a gerecei Konglomerátum rétegsoportban is jeleztem.

Ezek a fajok ugyanolyan időbeli és területi elterjedésben nyomozhatók, mint a gerecei fauna esetében: *Agriopleura marticensis* (D'ORB.), *A. darder* ASTRE, *Toucasia carinata* MATHERON, *Eoradiolites murgensis* TORRE. Ebben a faunában már megjelenik a középső, de inkább a felső albaira jellemző *Eoradiolites davidsoni* (HILL), DOUV. faj is.

A *Chondrodonta* fajok meghatározzák a fauna jellegét, ezek egyedei egyes faunatársulásokban közetalkotó



mennyiségben fordulnak elő. A *Ch. munsoni* HILL. fajt STANTON (1947) Mexico és Kalifornia apti-albai üledékeiből írta le. A *Ch. cretacea* (HORV.) faj a Bakonyban a k.-f. albai Zirci Mészke Formációban fordul elő.

A *Nerinea* faunában gyakoriak a *Nerinea utrillasensis* VERN. et LOR., *Plesioptyxis cretacea* (CONRAD), *Pl. fleariai* (D'ORB.), *Pl. baconica* (CZAB.), *Pl. presleuriaui rengarteni* (CZAB.) fajok az albai emeletre jellemzőek. Ebben a faunában gyakoriak a *Plesioptyxis* fajok is.

A kísérőfaunában, de elsősorban az ún. átmeneti faunában jelennek meg a *Liostrea* és *Arcostrea* félék: *Arcostrea rectangularis* (RÖMER), *Liostrea delectrei* (COQUAND), *Liostrea leymerci* (DESL.), *Ceratostreon boussingaulti* (D'ORB.), *Liostrea atalloni* P. et C. a középső és felső albaire jellemzőek, a *Liostrea delectrei*

faj az alsó Cenomanban is előfordul. Meg kell jegyezni, hogy az *Arcostrea rectangularis* (RÖMER) faj időbeli elterjedése az aptira is kiterjed. A *Lima essertensis* LOR., *Lima cottaldina* D'ORB., *Chlamys landeronensis* P. DE LOR., *Panopaea neocomiensis* D'ORB., *Gervilleia tenuisocata* P. et C. kagylók a svájci és franciaországi felső apti és albai képződményekből ismertek, azonban az a.-k. albaiban a leggyakoribbak. Az *Astarte* fajok (*A. claxbiensis* Woods, *A. obovata* Sow.) a nyugateurópai albai faunákra jellemzőek.

A Környei Mészke Formáció a Pachyodonta és *Nerinea* fauna alapján az alsó-középső albai emeletekbe tartozik. Az ún. átmeneti faunák részben az alsó albaiba, részben a középső albaiba kerülnek.

## Korreláció

### *A Kőszőrűkőbányai Konglomerátum Tagozat faunájának korrelációja a Vértes előtéri Környei Mészke Formációjával*

A gerecsei Kőszőrűkőbánya Konglomerátum zoogén mészköveiből származó fauna sokban megegyezik a Környei Mészke Formáció faunájával. A *Nerinea* fauna szinte 100 %-ig azonos fajokból áll, a *Pachyodonta* fajok jelentős százaléka is azonos. Mégis szembeötlő különbséget fedezhetünk fel a két fauna között, ugyanis a gerecsei anyagból teljesen hiányzanak a *Chondrodonta* félék és a *Plesioplocus* fajok. A Környei Mészke Formáció faunájában már megjelenik néhány példánya a nagyobbtermetű *Eoradiolites* féléknek (*E. davidsoni* (HILL.) DOUV., ez az eltérés időbeli eltéréssel magyarázható. Elsősorban szembeötlő a gerecsei anyagban, hogy a *Pachyodonták* teknői lényegesen vékonyabbak, mint a Környei Mészke Formáció faunájában. Ez a megállapítás általában vonatkozik az egész faunára, kagyló- és csigafajokra egyaránt. Ennek a ténynek és a faunisztikai eltérések (*Chondrodonta*, *Plesioplocus*) nem adhatunk időbeli magyarázatot, hanem sokkal inkább a palaeoökológiai tényezőkben kell keressük ennek okát.

A Gerecsében hasonlóan a Vértes előteréhez a korallstromatoporás-algás zátonyaljzat felett pachyodontás zátony alakult ki. Ennek a zátonynak vastagságáról, sem időbeli kiterjedéséről adatunk nincsen. Itt olyan ökológiai feltételek játszottak közre, melyek a mészkiválasztás nagyobb ütemét megakadályozták, és a tengervíz hőmérsékleti viszonyait a közelben lévő mélytengeri tengerág befolyásolta. Feltehetően a hőmérséklete és az oxigéncsere üteme is csökkent volt, mindez hozzájárult ahhoz, hogy a *Pachyodonták* és más szervezetek nem tudtak vastag teknőket, vázakat létrehozni. Feltételezzük, hogy nem csupán déli irányban a Vértes előterével volt kapcsolata a gerecsei zátonyterületnek, hanem esetleg egy tőle É-i irányban elhelyezkedő tengerággal is, és ez is befolyásolta a környező éghajlati tényezőket. Részben ezzel is magyarázható a déli elemek hiánya a faunában (*Chondrodonta*, *Plesioplocus*), de feltétlenül közrejátszott az is, hogy a *Chondrodonta* félék a parthoz közeli szakaszon, erős hullámveréses zónában éltek. Így arra a következtetésre jutottam, hogy a Gerecsében a pachyodontás zátony kissé mélyebb vízben alakult ki. Később ezen a területen az aljzat kiemelkedésével párhuzamosan felerősödő hullámverés és kéregmozgás könnyen szétördelte a vékonyabb teknőjű *Pachyodonták*ból álló zátonyt és belerogygiant a mély tengerág lejtőjére és áthalmozódott a konglomerátum rétegcsoportba.

A faunisztikai vizsgálatok alapján megállapítható, hogy a Vértes előterében és a Gerecsében a zátonyképződés kisebb fáziseltolódással, azonos időben indult meg.

A Vértes előterében a Vértessomlói Aleurit Formáció és a Környei Mészke Formáció közötti ún. átmeneti faunában találunk a gerecseihez hasonló vékonyabb teknőjű *Pachyodonták*at, de ezekhez vékonyteknőjű

*Liostrrea* félék is csatlakoznak. A Gerecsében a zátony kialakulására feltétlenül hatott egy kissé hűvösebb tengervíz hozzááramlása, mely arra utal, hogy volt kapcsolat az É-Mészkealpok tengerágával is, vagy a kárpáti ággal.

Összehasonlítva a két terület faunáját megállapíthatjuk, hogy a Környe-Oroszlány környéki fúrások nerineás-nerinellás-agriopleurás-toucasias faunatársulásaihoz áll a legközelebb. Ez a faunatársulás a következő fúrásokban és mélységekben található meg: 0-1822 sz. fúrás 361,75--375,05 m, ahol a kísérőfaunában korall, Hydrozoa Orbitolina és alga félék vannak. Hasonló az 0-1891 sz. fúrás toucasias-eoradioliteses faunatársulása 552,0-568,0 méterben. Az 0-1825 sz. fúrásban 418,2-428,8 méterben az agriopleurás-toucasias-eoradioliteses együttes faunája is a gerecseiével egyező. A Kö-26 és 27 fúrásokban is megtaláljuk ezeket a faunatársulásokat, melyek a kőszőrűkőbányaival azonosíthatók: Kö-27 sz. fúrás, 380,0--382,8 m, Kö-26 sz. fúrás, 380,0-390,2 m. A fentiek alapján nyilvánvaló, hogy a két fauna között kifejlődésszerű és részben időbeli hasonlóságról van szó. A gerecsei faunában – mint előzőleg megállapítottam – a déli elemek hiányzanak, szinte kizárólag olyan *Pachyodonta* fajok fordulnak elő, melyek a perimediterrán területekre jellemzők és ún. ubiquista fajok.

### *Korreláció a Tethys más területeinek urgon faunáival*

#### *Környei Mészke Formáció*

A Vértes előtéri Környei Mészke Formáció faunisztikai kapcsolatait Ny-DNy-i irányban kell keressük. A mediterrán területen belül a faunisztikai kapcsolat nyomozható Olaszországon (Velencei Alpok, Monte Latinum, Murge Baresi, Szicília vonalán) is, ahol több hasonló kifejlődésű és korú faunaegyüttest ismerünk (CAMOIN, G. 1983). Sziciliában (CAMOIN, G. 1983) az Allaura hegy szelvényéből és az Immerese medencéből írt le hasonló kifejlődésű és összetételű faunákat, *Eoradiolite*ekkel, *Agriopleurákkal*, gazdag *Orbitolina* faunával. Ezekből a faunákból a *Chondrodonta* félék hiányzanak, csak az alsó cenoman zátonyképződményekből ismert a *Chondrodonta*. Hasonlóan É-i irányban Latinum hegységben, Monte D'Ocre a nerinellás-nerineás faunatársulások felett az alsó cenomanból írtak le *Chondrodonták*at.

Nyugati irányban Dél-Franciaországban (Provence) az alsó albaiból írta le MASSE, J.P. és PHILIP, J. (1976) az *Agriopleura darderi* ASTRE, *Toucasia carinata* MATHERON fajokat. Ezekben a faunaegyüttesekben nincsenek *Nerinelák*, *Nerineák*. A Pireneusokban (D.-Franciaország – É. Spanyolország) ASTRE, G. (1932) toucasias-agriopleurás asszociációkat említ a középső albaiból.

Franciaországban PHILIP, J. (1981) az Aquitani medencéből (Arudy hegység) írt le az alsó albaiból hexakorallós-pachyodontás-nerineás zátonyjellegű képződmények faunaegyütteseit. PHILIP, J. a faunaegyüttesek kétféle típusát különítette el ezen a területen, ezek közül a 2.

típussal egyezik meg a környei faunája. Ebben a Pachyodonta és Nerinea fajok is megegyeznek.

Provence-ban Toulon és Marseille környékén középső albaít a korallós algás-orbitolinás mészkövek képviselik. Ezek a mészkövek *Caprotina* féléket is tartalmaznak, melyeket a *Mexorbitolina* fauna segítségével lehet párhuzamosítani a Környei Mészke Formációval. A Provence más területein (La Fare, Ventoux) a felső urgon, albai üledékek lepusztultak (ARNAUD-VANNEAU et al. 1983).

Dél-Franciaországban PHILIP, J. (1981) földrajzi egységenként négy szubprovinciát különített el:

A. Aquitani medencebeli, *Requienia*, *Radiolites*, *Ostrea*;

B. Pireneusi, ahol a *Requienia*, *Monopleura*, *Caprotina*, *Radiolites*;

C. Provence-i, ahol hiányzanak a *Radiolites* és *Caprotina* félék;

Spanyolországban tovább nyomozhatjuk a zátonyképződményeket (RAT, P. 1959) toucasiás-agriopleurás-nerineás együttesekkel, helyenként *Liostréas* közbetelepülésekkel. Ezek kora felső apti - középső albai. A Pireneusokban (Navarro-Languedoc) az Ibéria lemezt szegélyező ún. Déli öv albai urgon mészkövet jellemző Pachyodonta faunájával (*Pseudotoucasia santanderensis* DOUV., *Toucasia carinata* MATHERON, *Eoradiolites murgensis* TORRE) párhuzamosítani lehet a környei mészkő faunájával. Ez a faunatársulás az ún. Északi övben is nyomozható, mely az európai lemezzel kapcsolatban áll. A Déli övben Lobe Montigring terjednek az urgon üledékek.

WIEDMANN et al. (1983) a Basco-Kantabriai lánchegységben az albaiban egy olyan zátonyképződményt talált, melynek gazdag Rudista és Nerinea faunája megegyeznek a környei faunájával.

Olaszországban (St. Polo Matese, Campobasso) MAINELLI, M. (1983) a barrém-cenomanban több Rudista faunazónát állapított meg, a „D” zónát az *Eoradiolites tousselli* fajjal jellemezte. Ez a középső albai fauna koriban megegyezik a mi faunákkal.

Murge-Bajcsiben (Latium hegység) a Környei Mészke Formáció faunájával egyezik meg az alsó toucasiás-eoradioliteses rétegek faunája.

Sziciliában CAMOIN, G. (1983) hasonló kifejlődésű és összetételű faunát írt le az Allaura hegyi szelvényből. Az „Allaura Formációban” CAMOIN, G. (1983) az albaiba sorolta az Agriopleura darderi-Eoradiolites murgensis faunazónát.

Szlovéniában Logaski Planoti térségében az albai mészkövek gazdag *Requienia*, *Toucasia*, *Eoradiolites*, *Caprotina* faunát tartalmaznak (SRIBAR, Lj. 1979). Nyugat-Szlovéniában az Előkarsztban Frioul közelében (VELIC et al. 1979) az albaít nagyrészt orbitolinás mészkövek képviselik, ezek a Vértes előteri faunákkal koriban azonosíthatók.

Portugáliában Estramadurában (BERTHOZ, F.Y. LAUVERJAT, J. 1978) a véteselőterihez hasonló orbitolinás-algás-nerineás-pachyodontás faunát írtak le. A fauna egy része, az *Eoradiolites* és *Nerinea* fajok a Környei Mészke Formáció faunájával megegyeznek. A

faunából a *Chondrodonták* hiányzanak. Hasonló fauna ismert Algarveban.

D. Portugália, ahol a *Caprotina* félék vannak túlsúlyban.

A Környei Mészke Formáció faunája az európai faunaprovinciába tartozik, ahol a nyugateurópai valamint a preapuliai-apuliai szubprovinciák elemeit egyaránt lehet megállapítani. A Környei Mészke Formáció faunájának faunisztikai kapcsolata igen hasonló a bakonyi Zirci Mészke Formációéhoz.

A Környei Mészke Formáció ún. átmeneti faunában ún. kozmopolita fajok vannak, melyek földrajzi elterjedése a Tethys területén túl haladnak, Ny. Európában, Afrikában egyaránt megtalálhatók (*Liostréa delectrei* COQUAND, *Haustator vibrayanus* (D'ORB.)). A mediterrán területeken ezek a fajok az alsó-középső és felső albaiban egyaránt előfordulnak. A *Liostréa delectrei* faj azonban alsó cenomanba is áttérjed (Szicília, É. Afrika).

#### Közörükkőhányai Konglomerátum Tagozat

A konglomerátum rétegcsoport faunáját a 4. l. pontban a Környei Mészke Formáció faunájával korreláltam. Ebben a pontban megkísérlem korrelálni a környező országok urgon képződményeinek faunáival.

Továbbnyomozva a konglomerátum rétegcsoport faunájának korrelációját, megállapíthatjuk, hogy az ún. alp-kárpáti tengerágból is találunk zátonyképződményeket és ezekben Pachyodonta faunát. Szlovákiában a Manin övben (ANDRUSOV, D. 1929) a felső barrém-alsó apt határán jelez vastag kifejlődésű korallós-pachyodontás szürke mészkő szintet. Velka Bytean (Nagybecse, Vág völgye) e felett a szint felett szürke orbitolinás mészkő és márgártegek települnek, melyek a felső aptiba tartoznak, esetleg az alsó albaiba is átmennek. ANDRUSOV, D. (1945) továbbiakban a Vág völgyében (Trencsenteplé környékén) ismert fel urgon képződményeket, ezek faunáját a Manin övbelitől eltérőnek tartotta. A Manin övben *Offneria*, *Caprina*, *Requienia* féléket állapítottak meg, míg ez utóbbi lelőhelyen *Toucasia* féléket is jeleznek.

Az urgon képződmények Ny- és K-Szlovákiában egyaránt nyomozhatók, e képződmények vastagságukban, kifejlődésükben eltérnek a geresceitől. Tehát közvetlen faunisztikai kapcsolat nem elképzelhető.

A Magas Tátrában (LEFELD, J. 1968) a barrém-apti emelettekből írt le organogén korallós-hydrozoás-pachyodontás mészköveket, breccsákat. Ezek a gerescei és véteselőteri képződményeknél ANDRUSOV, D. (1945) idősebbek. Bradlo környékéről írt le egy korallós-lithothamniumos homokkővet, gazdag Orbitolina faunával. A vágvölgyi Manin öv-beli és humenei urgon képződményeket azonosnak tartja és földtani kifejlődés szempontjából azonos övnek fogja fel. Ebben a munkájában jelez Nagybecseről a világos mészkőből Rudistákat, *Radiolites*eket, *Agriopleura-Toucasia* faunát.

Az ukrán Kárpátokban JANIN, B.T., TSCHERNOV, V.T. (1979) írtak le a lengyel Magas Tátrához hasonló kori zoogén képződményeket. Ezek gazdag *Requienia*, *Matheironia* faunát tartalmaznak. Megítélésünk szerint ez a fauna

már a romániai, szerbiai és bulgáriai faunákhoz áll közelebb. Ez a fauna a felső barrém – alsó aptba sorolható.

Romániában Virciorog-Copacei térségében (ISTOCESCU, D. 1966/67) három urgon mészkőszintet különített el, az alsó pachyodontás a barrémbe, a középső a felső aptiba, a felső korallós, nerineás, trigoniás, orbitolinás szint az alsó albaiba tartozik. A Padurea Craiuli hegység ÉNy-i részén ISTOCESCU-BORDEA (1970) két pachyodontás szint közül a felsőt az alsó albaiba, az alsót a barrémbe sorolták. A felső szintben *Toucasia*, *Agriopleura*, *Eoradiolites* fajok jellemzőek. Ez a szint a Konglomerátum rétegesoport faunájával korban jól azonosítható.

D-i irányban Szlovéniában a Logaski Planotin az Orbitolinák alapján 5 cönozónát állítottak fel, a 4–5 cönozónákat az alsó albaiba sorolták és korrelálták a Külső Dinaridák orbitolinás és a Trnovo forestii requienias-orbitolinás képződményeivel (TURNSEK BUSER 1964).

PETKOVIC, V.K. (1932) K. Szerbiából írt le gazdag urgon orbitolinás mészköveket, Toucasival, sok *Ostrea*, *Gerbillia* félével, ezek a képződmények aptiba tartoznak.

Timok és Boljeva térségéből gazdag *Toucasia*, *Requienia*, *Matheronia* *Monopleura* faunát írt le PETKOVIC, ezeket szintén aptinak tartotta és korrelálta a tupeznicai hasonló faunákkal.

JANKICEVICA, J. (1973) szerint ÉNy-DK-i irányban az urgon képződmények egész Szerbián át Bulgáriáig nyomozhatók. A zoogén képződményeket a barrém-aptiba sorolta (*Toucasia*, *Requienia*, *Matheronia*, *Orbitolina*, *Brachiopoda*). Ezek a faunák is idősebbek a gerecsei Konglomerátum rétegesoport faunájánál.

A környező országok urgon faunáival közvetlen kapcsolat nem volt megállapítható, egyedül déli irányban a Vértes előtere felé feltételezhető faunisztikai kapcsolat. Lehetséges, hogy É-ÉNy-i irányból valamiféle behatás érte a Gerecse területét, melyre a 4.1. fejezetben is utaltam, amely ökológiai körülményekre hatással volt. Azonban a területnek egyértelműen az egy üledékgyűjtőbe való tartozásáról tanúskodnak a faunák. A gerecsei-vérteselőteri és bakonyi urgon képződmények egy kisebb időbeli eltolódással keletkeztek (4. sz. táblázat).

## Következtetések

A Kőszőrűkőbányai Konglomerátum rétegesoport zoogén mészköveinek faunisztikai vizsgálata alapján az alábbi következtetésekre jutottam:

1. A kőszőrűkőbányai zoogén mészkövek kagyló és csigafaunája Fore-Reef jellegű, gazdag Pachyodonta (*Toucasia*, *Pseudotoucasia*, *Eoradiolites*, *Agriopleura*) és *Nerinea* faunát tartalmaz.

2. A faunában az epifauna cementált típusú elemei dominálnak a byssus fonállal rögzített és infaunabeli típusokkal szemben.

3. A Környei Mésző Formációban a Fore-Reef és Back-Reef típusú faunatársulások váltakoznak egymással. A faunában az epifauna típusú elemek mellett nagyobb szerepet kapnak a byssus fonállal rögzítettek és az infauna típusú elemei.

4. A Kőszőrűkőbányai Konglomerátum rétegesoport faunája szinte 100 %-ban megegyezik a Környei Mésző Formáció fajaival. Eltérés a két fauna között, hogy a Környeiiben gazdag *Chondrodonta*, *Liotrea*, *Plesioplocus* fauna van, ezenkívül megjelenik a nagyobb termetű *Eoradiolites* faj is (*E. davidsoni*). Ez utóbbi időbeli eltérésre utal, de az előbbi tények az ökológiai tényezők eltérésében keresendők, ugyancsak a Pachyodonta félék vékony teknője is erre utal. A mészkiválástást meggátolta: az oxigéncsere ütemének csökkentebb volta, a tenger-víz mozgatottságának kisebb intenzitása, a víz hőmérsékletét befolyásolta a közeli mély tengeresatorna és esetleg egy északi tengerággal való kapcsolatot.

5. A gerecsei zátonyterület kialakulása valamivel előbb indult meg, mint a vérteselőteri. Ennek időbeli kiterjedése nem ismeretes. A zátony a tengereljazat mozgása következtében meginduló erős hullámverés kapcsán összetöredezett és a tengeresatorna lejtőjére rogyott, a konglomerátum rétegekbe halmozódott fel.

6. A gerecsei fauna faunisztikai kapcsolata Déli irányba a Vértes előtere felé jól kimutatható. Az É-i területekkel (Szlovákia) közvetlen faunisztikai kapcsolat nem volt megállapítható, de feltételezhető, hogy ezzel a kárpáti tengerággal is volt összeköttetés. A szlovákiai urgon mészkövek zátonyok, míg a hazai urgon képződmények foltzátony jellegűek. A szlovákiai urgon faunák idősebbek, mint a gerecsei és vérteselőteri. Időbeli azonosság állapítható meg a Velka Bítca felső pachyodontás mészköveinek faunájával (*Toucasia*, *Radiolites*, *Orbitolina*).

7. A gerecsei faunában a déli elemek száma kisebb, mint a vérteselőteriben. Itt dominálnak a perimediterrán területek jellemző Rudista féléi (*Toucasia*, *Pseudotoucasia*, *Agriopleura*), míg a Környei Mésző Formációban a déli elemek száma megnő (*Chondrodonta*, *Plesioplocus*, nagytermetű *Eoradiolites*). A Környei Mésző Formáció faunája a nyugateurópai szubprovinciába tartozik, de sok benne a preapuliai-apuliai szubprovinciák eleme is.

## Irodalomjegyzék

- ANDRUSOV, D. (1929): Urgon vazského udoli (L'urgoinien de la vallée du Váhi). Vestn. St., Geol. Ust. V : 137-147, Pl. 1-2, fig.1. Praha.
- ANDRUSOV, D. (1945): Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV-V. (Étude géologique de la zone de Klippes Internes des Carpathes occidentales). - Prace St. Geol. Ust. Sv. 13. Bratislava.
- ANDRUSOV, D. & MATIEKA, A. (1929): O humenskem v utesu (La klippe de Humeně). Vestn. St., Geol. Ust. V:327-333, Praha.
- ANDRUSOV, D. (1973): Cretaceous-Paleogene of the West Carpathian Mts. - X. Congress of Carpathian Balkan Assoc. Guide to 2. Excursion. Bratislava.
- ASTRE, G. (1932): Les faunes de Pachyodontes de la Province Catalane entre Sègre et Fraser. - 54 p., 8 Pl., ed. BADUYAU et Cie. Paris.
- BABIĆ, Lj. - GUSTIĆ, J. (1978): Review of fossils from the elastic complex with ophiolites of Mt. Ivanscica and their stratigraphic importance. - Geol. vjesnik, Zagreb, 30/1:1-19.
- BERTHOUD, P. Y., CORRIEA, P., PRATES, S., & TAUGOURTEAU, J. (1983): Essai de Synthèse du Crétacé de l'Algarve. - Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris 20/2:3-24, 9 fig. Paris.
- BERTHOUD, P. Y. & LAUVERJAT, J. (1976): Le Bassin occidental portugais de l'Albien au Campanien. - Ann. Mus. Hist. Nat. Nice 4:1-14. Nice.
- BERTHOUD, P. Y. & FERMIER, G. (1972): Les Nérinées du Cénomaniens de l'Estremadura portugais. - Com. Serv. Géol. Portugal 56:73-84, 4 Pl. Lissabon.
- BORDEA, S. & ISTOICESCU, D. (1970): Contribuții în studiul stratigrafic al cretaului (Neocomian, Turonian) din partea vestică a munților Padurea Craiului. - Dari de Seama Sedintelor 55:49-58. București.
- CAMOIN, G. (1983): Plats formes carbonatées et récifs à Rudistes du Crétacé du Sicile. - Trav. Lab. Geol. Hist. Paléont. 13:1-244, 63 fig., 24 Pl., 3 tab. Marseille.
- COUSIN, M. & FOURCADE, E. (1982): Les faciès Crétacées de la Platform Friuliano karstique et leur environnement paléogéographique (Alpes Méridionales et Dinarides). - Cretaceous Research 3:112-123, 5 fig. London.
- CSÁSZÁR, G. (1986): Dunántúli-Középhegység középső kréta formációk rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. - Geo. Hung. ser. Geol. 23:1-207, 60 fig. 43 Pl. Budapest.
- CSÁSZÁR, G. and ÁRGYIÁN, G.B. (1992): Stratigraphic and micromineralogic investigations of Cretaceous formations of the Gereese Mts. and its paleogeographic implications. 1-22 p., 8 fig. (in press) 29., 1992.
- CZABALAY, L. (1983): A Környei Mész-kő Formáció kagyló- és csigafaunája, 30 p., 14 fig., 20 Pl. MÁFI Adattár.
- CZABALAY, L. (1984): Die paläoökologische, biostratigraphische und paläogeographische Auswertung der Mollusken-Fauna der Zirc Kalkformation. - Schriftenr. erdwiss. Kommiss. Akad. Wiss. Wien 7:119-147, 5 Abb., 5 Taf.
- CZABALAY, L. (1989): Korrelation der Pachyodonten-Faunen zonen des Urgons der westlichen Tethys. In WIEDMANN, J. (Ed.) Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987, 21 S., 11 Text-fig. Stuttgart.
- CZABALAY, L. (1992): A Köszörűkőbánya kréta kagyló- és csigafaunája. 7 oldal, 2 táblázat (kézirat).
- FÜLÖP, J. (1958): Die kretazeischen Bildungen des Gereese-Gebirges. - Geol. Hung. ser. Geol. 11 124 p. Budapest.
- HUSEN, D. VAN (1975): Ein Unterkreide Vorkommen in der Östlichen Karawanken (Kärnten). - Verh. Geol. B. A. Wien, 297-299.
- ISTOICESCU, D. (1966/67): Stratigrafia și fauna depozitelor cretacee din zona vireiorog-copacei (Munți Apuseni). - Dari seama ale sedintelor 54/4:161-164, București.
- JANIN, B.T. & TSCHERNOV, V.T. (1979): Rudisti *Tequienia* și *Matheronia* iz urgonskih otloshenij Ukrainskih Karpat. - Paleont. Sbornik 16:49-55, 2 Pl. Lvov.
- JANKIČEVIĆ, J. (1978): Baremski i aptski kat iz srednjim gelovima Kaspato-Balkanid istočne Srbija sa posebnim osvrtom na urgonske razvite. - Geol.-An. Balk. Polustr. 42:103-154, 31 fig. Beograd.
- KOLOSVÁRY, G. (1954): Magyarország kréta időszaki koralljai. - Földt. Int. Évkönyve 42/2:67-163, Budapest.
- KOLOSVÁRY, G. (1957): Új korallok a lábatlani alsókréta rétegekből. - Földt. Közl. 87:81-84. Budapest.
- LEFFELD, J. (1968): Stratigrafia i paleogeografia dolnej kredy wiechowej Tatry. - Stud. Geol. Pol. 24:1-115, 12 Abb., 18. Taf., 1 Tab. Warszawa.
- MAINELLI, M. (1983): Nuove Rudiste del Cretaceo inferiore medio di monte La Costa (S. Polo Matese, Campobasso). - Boll. Soc. Paleont. Ital 22/3:189-208, 3 Pl., 5 fig. Roma.
- MASSE, J.P. (1985): Paléobiogéographie des Rudistes du domaine périméditerranéen à l'aptien inférieur. - Bull. Soc. géol. France (8)1/5:715-721. Paris.
- MASSE, J.P. & ALLEMANN, J. (1982): Relations entre les séries carbonatées de plate forme provençale et sarde au Crétacé inférieur. - Cretaceous Research 3:19-33, 3 fig. London.
- MASSE, J.P. & PHILIP, J. (1981): Cretaceous coral-rudist buildups of France. - SEPM Spec. Publ. 30:299-426, 2 fig., 1 tab.
- PIETKOVIC, V.K. (1932): Aptsjki kat v iztočnoj Srbija. - An. Géol. Balk. Polustr. XI/1:57-79, Pl. 1-2. Beograd.
- PHILIP, J. (1981): Les Rudistes du Crétacé moyen de la Province méditerranéenne occidentale. Evolution, Paléocologie, Paléobiogéographie. - Cretaceous Research 2:313-403, London.
- PLENICAR, M. (1967): Kredna makrofauna Trnovskega gozda. - Geologija Razprave in Poročila 10:147-159, VIII. Pl. Ljubljana.
- PLENICAR, M. & UROS DREMUR (1983): Die Entwicklung der Kreidesehichten (NW Sloweniens). - Zitteliana 10:191-194, 2 Abb. München.
- SRIBAR, Lj. (1979): Biostratigrafije spodnekrednih plasti Logaski planoti. - Geologija 22/2:227-304, 9 Pl. Ljubljana.
- SCHLAGINWEIT, F. (1990): Allochthon on Urgonian limestone of Northern Calcareous Alps: Facies and paleogeographic framework within the Alpine Orogeny. - Cretaceous Research, 11:261-272. London.
- SCHLAGINWEIT, F. (1991): Allochthone Urgonkalke im Mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen: Facies, Paläontologie und Paläogeographie. - Münch. Geowiss. Abh. A 20, p.120 München.
- SZTANÓ, O., T. BALDI and M. BEKE (1990): Early Albian age of Köszörűkőbánya conglomerate member, Gereese Mountains, Hungary. - Ann. Univ. Sci. Eötvös L. ser. Geol. Budapest (in press).

TSCHERNOV, V. G., SZJEDIN, I.M. (1972): Sztoenije urgonskii facii (barreme-apt) v basszeine p. Ugoljki szov. Karpatih. - Bjul. prirodni Geol. XLII/2:70-80. Sofia.  
 TORRE, D. D. (1966): Contributo alla conoscenza delle Rudista dei dintorni di Altamura-Murge baresi. - Palaeont Ital. 60 (n.ser. 30):1-18, 4 fig, 5 Pl. Pisa.  
 VELIC, I., TISLJAR, J. & SOKAC, Br. (1979): Stratigraphy and depositional environment of the Lower Cretaceous in the

Karst Region of the outer Dinarides (Yugoslavia). - Geobios, Mém. spec. 3:245-252, 3 fig. Lyon.  
 WIEDMANN, J. & REITNER, J., ENGESER, Th. & SCHWENTKE, W. (1983): Plattentektonik, Fazies und Subsidenzgeschichte des basko-kantabrischen Kontinentalrandes während Kreide und Alttertiär. - Zitteliana 10:207-244, 18 Abb, 1 Tab. München.

1. táblázat.

Ióbatlan Kőszőrükőbánya Felső mészkőgörgeteges pad faunája.	Vértes előtere Környei Mészke Formáció azonos faunaelemek
Agriopleura marticensis/D'Orb./	X
Agriopleura darderi/Astre/	X
Toucasia carinata Math.	X
Pseudotoucasia santanderensis/Douv./	X
Roradiolites murgensis Torre	X
Arcoostrea rectangularis/Römer/	X
Hostrea etallonii P. et C.	X
Chlamys sp.	X
Astarte claxbiensis Woods	X
Lima essertensis P. de Loriol	X
Perna ricordeana D'Orb.	X
Merinella utrillanensis Vern. de Lor.	X
Plesioptyxis cretacea /Conrad/	X
Plesioptyxis fleurbaui/D'Orb./	X
Plesioptyxis preflurbaui reingarteni Czab.	X
Plesioptyxis sp.	X
Merinea titan Sharpe	X
Metacerithium trimonile/Michelin/	X
Cryptaulax angustatum D'Orb.	X
Tritonalia urgonense P. et C.	X
Lithothamnium sp	X
Orbitolina	X
Thyridonella sp.	X
Tavia sp.	X
Astrocoenia sp.	X
Holocoenia polymorpha Trev.	X
Alsó konglomerátum faunája. / régi gyűjtésű anyag/	
Pecten cf. cretaceus Defr.	
Lima sp.	
Cardium sp.	
Ostrea sp.	
Alectryonia sp.	
Monopleura sp.	

1. táblázat. Konglomerátum rétegesoport faunájának összehasonlítása a Környei Mészke Formációéval.  
 Table 1. A comparison of the fauna in the conglomerate sequence with the Környe Limestone Formation.

## 2. táblázat

## Környei Mészkkő Formáció faunájának időbeli elterjedése.

	Barrémi		Apti		Albai		
	A.	F.	A.	F.	A.	V.	F.
<i>Agriopleura darderi</i> Astre							
<i>Eoradiolites murgensis</i> Torre							
<i>Eoradiolites davidsoni</i> Hill./Douv.							
<i>Toucasia carinata</i> Math.							
<i>Chondrodonta munsoni</i> Hill.							
<i>Chondrodonta hantkeni</i> Horv./							
<i>Arcostrea rectangularis</i> Römer/							
<i>Neithea quadricostata</i> Sow./							
<i>Liostrea delettei</i> Coqu./							
<i>Liostrea etallonii</i> P. et C.							
<i>Lima cottaldina</i> D'Orb.							
<i>Gervilleia tenuicostata</i> P. et C.							
<i>Chlamys landeronensis</i> P. de Lor./							
<i>Lima essertensis</i> P. de Lor.							
<i>Panopaea neocomiensis</i> D'Orb.							
<i>Astarte claxbiensis</i> Woods							
<i>Astarte obovata</i> Sow.							
<i>Cardita valdensis</i> P. et C.							
<i>Nerinea utrillanensis</i> Vern, et Lor.							
<i>Plesioptyxis fleuriau</i> D'Orb./							
<i>Plesioptyxis cretacea</i> Conrad/							
<i>Plesioptyxis prefluriaui</i> ran- garteni Czab.							
<i>Adiozptyxis coquandiana</i> D'Orb./							
<i>Nerinea titax</i> Sharpe							
<i>Amullina laevigata</i> D'Orb.							
<i>Cryptaulax angustatum</i> D'Orb.							
<i>Tritonalia urgonense</i> P. et C.							
<i>Metacerithium trimonile</i> Michelin/							
<i>Hauastator wybrayeanus</i> D'Orb.							

2. táblázat. Környei Mészkkő Formáció faunájának időbeli elterjedése.  
Table 2. Time range for the fauna in the Környe Limestone Formation.



3. táblázat.

A zoogén mészkövek faunájának

időbeli elterjedése.

Gercesse, lábatlan

	Barrém		Apti		Albai		
	A.	F.	A.	F.	A.	K.	F.
<i>Agriopleura murticensis</i> /D'Orb./							
<i>Agriopleura darderi</i> Astre							
<i>Toucasia carinata</i> Matheron							
<i>Pseudotoucasia santanderensis</i> Douv.							
<i>Foradiolites murgensis</i> Torre							
<i>Arcostrea rectangularis</i> /Römer/							
<i>Liostrea etallonii</i> F. et C.							
<i>Chlamys</i> sp.							
<i>Arca</i> sp.							
<i>Astarte claxbiensis</i> Woods							
<i>Lima essertensis</i> P. de Lor.							
<i>Perna ricordeana</i> D'Orb.							
<i>Nerinea utrillasensis</i> Vern, et Lor.							
<i>Flesioptyxis cretacea</i> /Conrad/							
<i>Flesioptyxis fleuriau</i> /D'Orb./							
<i>Flesioptyxis preflouriau</i> rengar- teni Czab.							
<i>Flesioptyxis</i> sp.							
<i>Nerinea titan</i> Sharpe							
<i>Metacerithium trimonile</i> /Michelin/							
<i>Cryptaulax angustatum</i> D'Orb.							
<i>Tritonalia argonense</i> F. et C.							

3. táblázat. Konglomerátum rétegesoport zoogén mészkövek faunájának időbeli elterjedése.  
Table 3. Time range for the fauna in the zoogenic limestones of the conglomerate sequence.

4. sz. táblázat A Gerecse, Vértes előtere és a Bakony  
urgon faunáinak korrelációja

Emelet		Gerecse	Vértes előtere	Bakony
A L B A I	Felső			Eoradiolites daridsoni E.hungaricus Chondrodonta hantkeni
	Középső	Toucasia cari- nata Eoradiolites murgensis Agriopleura darderi	Pseudotoucasia santanderensis Eoradiolites mur- gensis Chondrodonta hantkeni	Pseudotoucasia santanderensis Toucasia cari- nata Eoradiolites murgensis
A	Alsó			

4. táblázat. A Gerecse, Vértes előtere és a Bakony urgon faunáinak korrelációja.  
Table 4. Correlation of the Urgon faunas in the Gerecse Hills, the Vértes foreland and the Bakony Mts.

H a r r é m		A p t i		A l b a i		Emelet
Alsó	Felső	Alsó	Felső	Alsó	Középső	
					Toucasia carinata Eoradiolites murgensis Agriopleura darderi	Gerecse Marin öv
	Pachyodontas mőkő offneria, Caprina					S z l o v á k i a Bátkov
Szürke organogen mészkö		Pachyodontas orbitolinas mőkő				Velka Bytča
	Korallos mészkö Toucasia carinata		Orbitolinas mészkö és márga		Radiolites Toucasia mészkö	Velka voľeý
	Korall Hydrozoa	Requienia Toucasia				Magas tátra Cicha
	Korall Hydrozoa	Requienia Toucasia Nerinea				Kabyl'ca Mármaros
	Kameliaska rétegek	Requienia Matheronia Orbitolina				Ukraina Mármaros
	Requienia Matheronia	Amonites	Requienia Toucasia		Korall Nerinea Orbitolina	R o m á n i a Vircio- reg Co- pacet
	Requienia Matheronia Nerinea urgon mészkö	Requienia Orbitolina				P a d u r e a
	Toucasia Requienia Matheronia		Toucasia Gexvilleia Orbitolina			S z e r b i a Podgora
	Toucasia Requienia Matheronia					Crni Tinak
		Orbitolinas mészkö			Toucasia Requienia Orbitolina	S z l o v é n i a Logaski Pl.
					Caprina Toucasia Requienia Orbitolina	E l ő - Karszt

5. sz. táblázat A gerecsei urgon fauna korrelációja a környező területek faunáival

5. táblázat. A gerecsei urgon fauna korrelációja a környező területek faunáival.  
Table 5. Correlation of the Urgon fauna in the Gerecse Hill with the faunas found in the adjacent areas.



## A gerecsei és a vértés-előtéri kréta kutatás eredményeinek áttekintése

An overview of the Cretaceous research  
in the Gerecse Mountains and the Vértés Foreland

CSÁSZÁR Géza

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

(13 ábrával)

### Abstract

Exploring the results of the papers involved in this volume the recent study summarises all knowledge accumulated in the framework of the OTKA project 552 during its four-year period. First a short overview of the relevant basic lithostratigraphic units of the area such as Szentiványhegy Limestone, Bersek Marl, Lábatlan Sandstone, Tata Limestone, Vértessomló Siltstone, Környe Limestone, Tés Clay, Zirc Limestone and Pénzeskút Marl Formations is given. Among bio- and chronostratigraphic significance of the successions represented by the formations listed above the results of ammonite, foraminifera, nannoplankton and dinocyst investigation play a stressed role, including the contradictions between the different paleontological data. Special attention is paid to the Bersek Marl because of the considerable age differences between ammonite (Berriasian - Hauterivian) and nannoplankton (Albian) stratigraphy. Relatively detailed information is given about the varied sedimentary environments of the bathyal siliciclastic sedimentation of the Gerecse Mountains and about fine-grained hemipelagites, platform carbonates and fluvial, deltaic and shallow marine sediments including transitional types as well. This is the first attempt to give sequence stratigraphic interpretations to the sequences of diversified lithology and paleoenvironment. Even if the speed and character of the sedimentation has been determined by the intensified tectonic activity in comparison with the previous periods one still can recognise the orbital effect on the global sea level changes during the Cretaceous time span. The unambiguous specification of the sequence type and the type of systems tract within the sequences is rendered by the poor conditions of outcrops and by the heavy subsequent erosion. This is why one can miss the evaluation of the paleontological investigations from sequence stratigraphic point of view. So far only certain dinocyst studies have been made towards this direction (by LEEREVELD).

Under separate subheading the changes of paleoenvironmental conditions of the time interval from the Late Tithonian to Late Albian are introduced together with the major events of the geological history and the paleogeographic position of the area. The paleomorphologic conditions, especially the submarine (and possibly subaerial) highs inherited from the Jurassic are considered to be important in the Cretaceous sedimentation. One of them thought to be the most important is introduced as Gorba High. It served as a source area for the breccia horizons and it bounded the Lower and Middle Cretaceous sedimentary basin of the Gerecse Mountains filled by coarse grained siliciclastics to the west from the foreland ruled by younger and finer grained sediments.

Due to the global sea level rise the Bakony and the Gerecse sedimentary basins separated in the Early Cretaceous united again for a short time during the Late Aptian. Considerable sea level changes are recorded in the Albian the final result of which is a heavy transgression. The Late Albian glauconitic-pyritic and glauconitic-phosphatic horizons are products of maximum floodings.

Setting out from the borehole log Vértessomlyó 8, the study takes into account all arguments which according to the author certify the overthrust origin of the Vértessomló tectonic line oriented east-west direction.

**Key words:** Lower Cretaceous, lithostratigraphy, biostratigraphy, sedimentology, paleoenvironment, geological history, Transdanubian Range (Vértes Foreland, Gerecse Mountains).

### Összefoglalás

A tanulmány a jelen füzetben található munkákban foglaltakat is felhasználva összesíti a projekt keretében végzett kutatás eredményeit. Először a területen előforduló aktuális kréta litosztratigráfiai alapegységek: a Szentivánhegyi Mészkö, a Berseki Márga, a Lábatlani Homokkő, a Tatai Mészkö, a Vértessomlói Aleurolit, a Környei Mészkö, a Tési Agyagmárga, a Zirci Mészkö és a Pénzeskúti Márga Formáció rövid áttekintése, majd az általuk képviselt rétegsorok bio- és kronosztratigráfiai sajátosságai kerülnek bemutatásra. Kiemelt hangsúllyal szerepel az ammonitesz, a foraminifera, a nannoplankton és a dinocysta vizsgálatok eredményeinek ismertetése és a köztük lévő ellentmondások, mint pl. a Berseki Márga neokom vagy albai (sic!) korának elemzése.

Terjedelmileg is jelentős a batiális jellegű sziliciklasztikus gerecsei és a vértessomlói hemipelágikus finomtörmelékű üledék, a platform karbonátok és a folyóvízi, delta eredetű és a tengeri közötti átmenetre jellemző üledéktípusok üledékképződési környezettípusainak áttekintése. Először történik kísérlet a fenti, változatos litológiájú és képződési környezetű üledéksorok szekvenciasztratigráfiai szempontú értelmezésére. Ennek során megállapítást nyert, hogy bár a kréta folyamán a megelőző időszakokhoz képest jelentősen felerősödött tektonizmus jobbjára meghatározójává vált az üledékképződés menetének és jellegének, de egyértelműen felismerhetők a tengerszint orbitális okokra visszavezethető, globális jellegű változásai is. Fontos következtetés emellett, hogy a gyenge feltárási viszonyok és a nagymérvű lepusztulás súlyosan hátráltatja mind a szekvencia típusának, mind a szekvencián belüli rendszer egységek fajtájának egyértelmű meghatározását. Az őslénytani vizsgálatok ilyen célú kiértékelése egyelőre csak a dinocysta vizsgálatok esetében történt meg.

Önálló alcím alatt kerül bemutatásra a késő-tithontól a késő-albajiig terjedő időintervallum öskörnyezeti viszonyainak változása, a fejlődéstörténet fontosabb eseményeinek ismertetése és a térség ősföldrajzi helyzetének felvázolása. A tanulmányban fontos szerepet kap a jurából átörökölt paleomorfológiai kép; az üledékképződés szempontjából a kréta folyamán még hosszú ideig meghatározó jelentőségű volt a kiemelt hátságoknak. Gorba hátság néven került bevezetésre a területen legjelentősebbnek ítélt tengeralatti hátság, amely egyrészt a breccsa szintek forrásául szolgált, másrészt nyugati irányban lehatárolta a durvább sziliciklasztikus gerecsei alsó- és középső-kréta üledékgyűjtőt a korban is fiatalabb és finomabb szemcséjű üledéket tartalmazó előtértől.

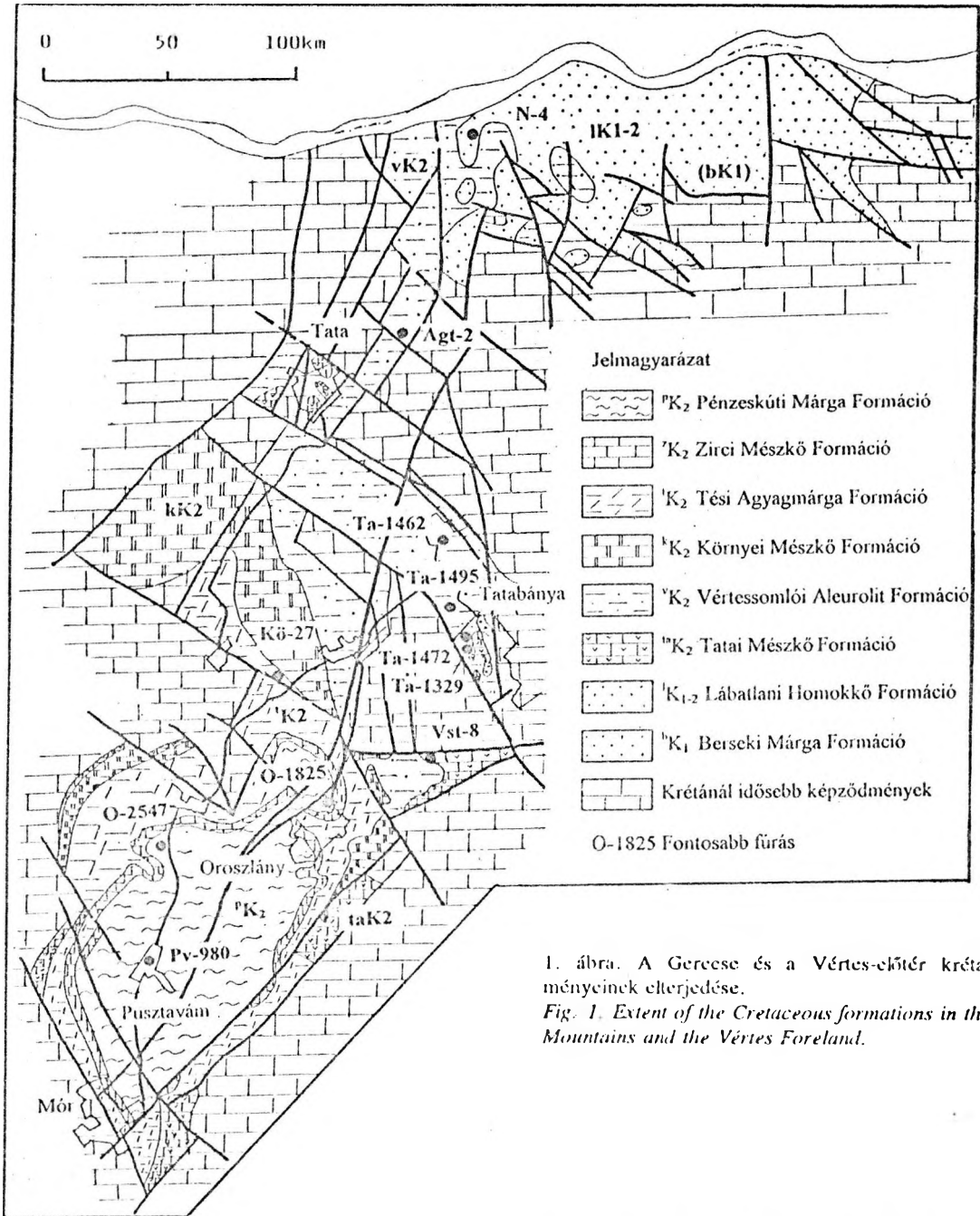
A késő-apti folyamán – általános vízszintemelkedés hatására – rövid időre egyesült a kora-kréta idején egymástól elkülönült gerecsei és bakonyi üledékgyűjtő. Az albai folyamán a jelentős mértékű tengerszintváltozások tendenciájukban erőteljes transzgresszióval párosultak. A késő-albaji glaukonitos-pirités és glaukonitos-fosforitos horizontok egy-egy maximális tengerelöntés eredménye.

A munka melléktermékeként a tanulmány a Vértessomló 8. térképező fúrásból kiindulva ismerteti azokat az argumentumokat, amelyek, a szerző szerint, igazolják a kelet-nyugati irányú vértessomló szerkezeti vonal feltolódásos eredetét.

### Bevezetés

Miután a projekt által lefedett terület kréta képződésének (1. ábra) megismeréstörténetét a füzet egyes szakterületi cikkei tárgyalják, és egy-egy fontosabb lépcsőfokára jelen cikkben is utalás történik, ezért ennek szokványos ismertetésétől eltekintek. A cikkek biosztratigráfiai, szedimentológiai, petrográfiai, petrológiai, őskör-

nyezeti, paleogeográfiai és fejlődéstörténeti témaköröket ölelnek fel. Az alábbiakban ezekre az eredményekre is támaszkodva, de saját terepi és vékonyecsiszólatos vizsgálataimat is alapul véve, a fenti tárgykörök – esetenként kissé szubjektív – összesítését kívánom adni. A litosztratigráfia eredményeivel külön cikk nem foglalkozik, az érintett



1. ábra. A Gerecse és a Vértess-előtér kréta képződményeinek elterjedése.

Fig. 1. Extent of the Cretaceous formations in the Gerecse Mountains and the Vértess Foreland.

egységekről az alábbiakban adok az átlagosnál kissé alaposabb ismertetést annak ellenére, hogy az ide vonatkozó eredmények jelentős részét egy közelmúltbeli

publikáció összefoglalta (CSASZÁR & ÁRGYELÁN 1994). Ez az ismertetés a többi cikk könnyebb érthetőségét is hivatott elősegíteni.

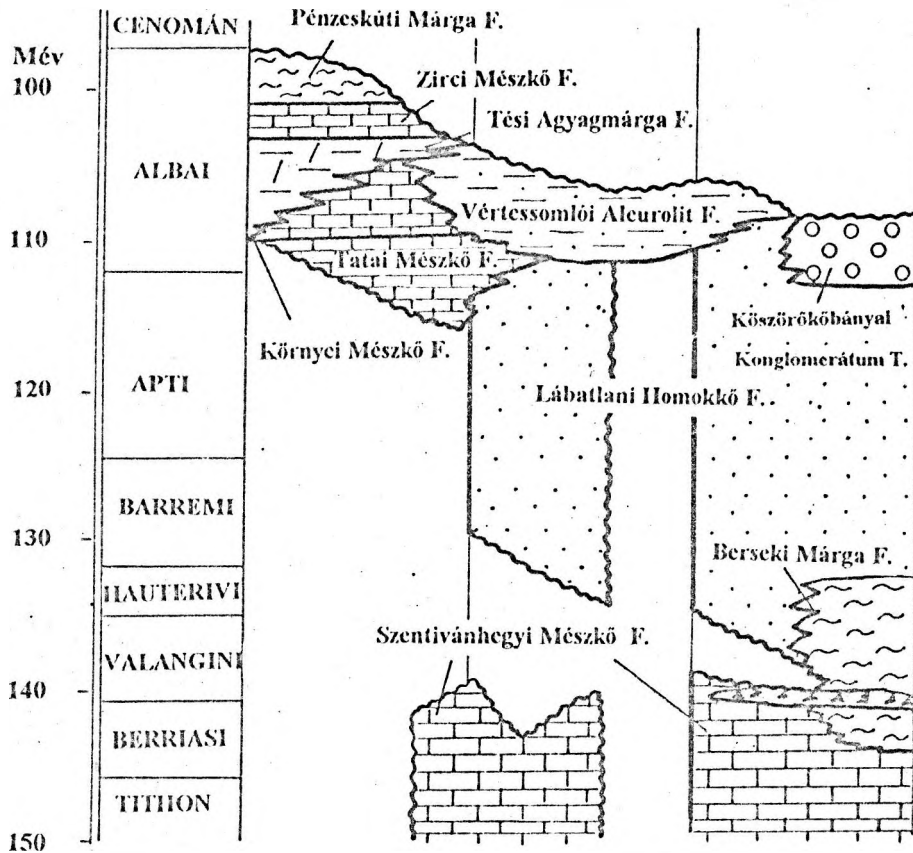
## Rétegtan

### Litosztratigráfia

Az 1983. évi litosztratigráfiai táblázat (eds.: CSASZÁR & HAAS) a térségben az alábbi kréta litosztratigráfiai egységeket tartalmazza: Szentvánhégyi Mészke Formáció, Berseki Marga Formáció, Lábatlani Homokkő F., Nesz-

mélyi F., Tatai Mészke F., Vértessomlói Aleurolit F., Környei Mészke F., Tési Agyagmarga F., Zirci Mészke F. és Pénzeskúti Marga F. A kiadásra már 1991-ben előkészített, de mindmáig kiadatlan litosztratigráfiai

## Vértes-előtér Tatabányai Gerecse medence



2. ábra. A Gerecse és a Vértes-előtér kréta képződményeinek rétegtani tagolása.

Fig.-2. Stratigraphic chart of the Cretaceous formations in the Gerecse Mountains and the Vértes Foreland.

táblázat, a képződményösszevonás miatt, a korábbinál eggyel kevesebb formációt tartalmaz, és az egyes képződmények időbeli elterjedése is lényegesen módosult. Ennek pontosított változatát a 2. ábra szemlélteti.

A gerecsei terület üledékképződési térszínének a jura időszakra jellemző tagoltsága és ezzel összefüggésben üledékhézagos és folyamatos kifejlődésű területekre különülése (VIGI 1942, FÜLÖP et al. 1960) ellenére a tágabb térséget az időszak végén a litológiai jellegekben számottevő különbséget mutató, de formáció szinten egységesnek tekintett üledék, a Szentivánhegyi Mészke fedte le. Mindamelllett a térszíni különbségek tovább éléséről tanúskodik a szomódi Tűzkő-hegyen megismert késő-jura törmelékfolyás, amely a fotikus öv magasabb részéből származó zöldalgás mészkőtörmelékeket is szép számban tartalmaz. A formáció valós viszonyainak megismerését a képződmény eróziós foszlányokban való előfordulása jelentősen hátráltatja. A mindössze néhány m vastagságú mészkő fehér vagy fakó vöröseslila színű, vékonypados szerkezetű, mikritis szövetű, a lejtő környezetében intraklasztos és erősen bioklasztos. Rendkívüli gazdagságban fordulnak elő benne mikroplankton (Calpionellidae) és nekton (Cephalopoda) szervezetek. A Szentivánhegyi Mészke a Gerecse nyugati részén

közbetelepülésként jelenik meg a Berseki Marga Felsővadáci Breccsa Tagozata (FÜLÖP 1958, CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994).

A túlnyomórészt szürke, a bázisán és a felső szakaszán lilásvörös színű, gradált homokkő és pelágikus mészkő lemezeket tartalmazó turbidit eredetű aleurolit és márga anyagú Berseki Marga elterjedése nyugat felé kivékonyodó jelleggel a Tardos és Süttő közötti úttól, vagyis a Gorba csoporttal jellemezhető jura hátságtól (a továbbiakban Gorba-hátság) keletre eső területre korlátozódik. A nyugati, délnyugati irányú kicéklődés során előbb a pelágikus mészkő és mészmárga majd az aleurolit rétegek maradnak ki. A formáció bázisán települ a már hivatkozott Felsővadáci Breccsa, amely ugyan tartalmaz jura tűzkő- és mészalgás mészkő-, valamint mállott bázisos vulkanit-törmelékeket is, uralkodóan mégis Dachsteini Mészke anyagú klasztokból áll. Kötőanyagában ugyancsak nem ritka a karbonátplatformról származó üledék. A tagozat nyugati irányban a keleti néhány méterről néhány dm-re vékonyodik, miközben a breccsa padokat bezáró márgát mészkő váltja fel. A breccsa szint fölötti mészkő enyhén aleuritossá, ritkábban finomhomokossá válik, míg a tatabányai fúrásokban a breccsa megjelenése nélkül homokosodik el.



A Lábatlani Homokkő a típusszelvényéül szolgáló a berseki márgafejtőben a lejtőn megcsúszott zöld színű, ráncolt homokkő köteggel veszi kezdetét, bár márga közbetelepülések még előlött sem ritkák. A formáció alapvetően vastagpados homokkőből áll, amelyben a fölfelé csökkenő gyakoriságú márga és főként aleurolit mellett egyre gyakoribbá lesznek a kavicsos homokkőpadok, majd a konglomerátum betelepülések is. Mindazonáltal a tüzkő anyagú breccsa a formáció felső részére jellemző, melyet tagozat szinten különítettünk el. A terepi adatok, a Neszmély 4. és a Lábatlan 36. fúrás egyaránt megerősíti azt a felismerést, hogy a Kőszörűkő-bányában feltárt Kőszörűkőbányai Tagozat bázisa nem azonosítható a Bersek-hegy tetejéről ismert vékony kavicsos szinttel és, hogy a kettő között akár 100 m-t is meghaladó vastagságú üledék létezik. A formáció teljes vastagsága valószínűleg meghaladja az 500 m-t. Főként a formáció középső szakaszán jelennek meg a platformról, de legalábbis magasabb térszíni helyzetű platóról származó biotrituszos anyagú (főként krinoideás) homokos mészkő padok. Ez a jelleg a nyugati részen, a korábbi Neszmélyi Formációban felerősödni látszik (Neszmély 4. fúrás). A formáció korszerű petrográfiai jellemzése ÁRGYELÁN-tól (1989, 1993) származik.

A fentiek alapján valószínűsíthető, hogy a Tatai Mészkő összefogazódik a Lábatlani Homokkővel. Típusos formájában azonban csak a Gerecsén kívüli területen létezik, ahol a bioklaszt anyagú kőzet uralkodó eleme a rendszerint különböző mértékű átmozgatást szenvedett krinoidea mellett gyakori a tengeri sünn, a kovaszivacstű, a vörösalga, a bentosz és plankton foraminifera, valamint a radiolária. Tatán és a Vértessomlói-medencében a bázis rétegek környezetében, míg a Tatabányai-medencében (Ta 1329. és Ta 1472. fúrás) magasabb szintekben is gyakori a sziliciklasztikus és pelites közbetelepülés és a mészkő is rendszeresen homokos. Az Oroszlányi-medencében a formáció makroszkóposan csak nagy gyakorlattal és odafigyeléssel látszik elválaszthatónak a Környei-Mészkőtől, amely folyamatos átmenettel fejlődik ki az előzőből (pl. O 1825. és O 2457. fúrás - 3. ábra).

A részlegesen elzárt medence faciesű Vértessomlói Aleurolit (FÜLÖP 1975) szürke aleurolitmárgából, homokos, esetenként glaukonitos aleurolitból áll. A homokkő esetleges, és főleg alsó felében nem ritkán félig konszolidált intraformacionális márgabreccsát tartalmaz. Legteljesebb kifejlődésben (422 m) az Agostyán 2. fúrás tárja fel, alsó határán tektonikus kontaktussal. A szűkebb értelemben vett Gerecsében felszíni előfordulása nem ismert, de JUHÁSNAK a Neszmély 3. fúrásban végzett vizsgálataiból (1978) kiindulva a hegység több fúrásából is kimutathatóvá vált (4. ábra). Dunaszentmiklósnál a homokkő jellegű felszíni rétegekkel szemben néhány fúrás (Dsz 4. és Dsz 2.) is aleurolitot és aleurolitmárgát tárt fel. A Tatabányai-medencében (Ta 1329.) a Tatai Mészkőből fokozatos átmenettel fejlődik ki, de ugyanitt a Lábatlani Homokkővön (Ta 1495.) vagy akár a Pálhálási Mészkővön (Ta 1462. - 5. ábra) is települ. A Vértessomlói-medencében átmenet tapasztalható a Tatai Mészkőből (Vértessomló 8. térképező fúrás - 6. ábra), de nyugat felé

egyre inkább a Környei Mészkővel, végül pedig a Tési Agyagmárgával fogazódik össze.

Az urgon faciesű Környei Mészkő Formáció egy platform eredetű, allochton helyzetű biotrituszos és egy autochton helyzetű organogén mészkő tagozatból áll. A gyakran fekjét alkotó Tatai Mészkőtől a biogén eredetű törmelékanyag összetétele alapján különíthető el, minthogy a Környei Mészkő bioklasztja uralkodóan rudista és egyéb kagylóhéjak felmorzsolts anyagából áll. A Környei Mészkő és a Vértessomlói Aleurolit heteropikus kifejlődését a Vst 8. fúrás Vértessomlói Aleurolitjában közbetelepülő 13,5 m vastag Környei Mészkő anyagú köteg igazolja (6. ábra). A két formáció átmenete keskeny, egyenes lefutású sávra korlátozódik. A platform pereméről a Vértessomlói Aleurolitba átmozgatott, jobbra korall vagy *Chaetetopsis* telepek néhány cm-es méretű törmelékét csak kevés helyen sikerült fúrással feltárni.

A Környei Mészkő felső szakaszának heteropikus faciese a Tési Agyagmárga, amely a vízszint ingadozásoknak megfelelően delta jellegű üledékként két-három alkalommal is közbetelepül a Környei Mészkőbe (3. ábra). A Környei Mészkő ritkán delta előtéri szürke homokkő padokat is tartalmaz (O 1825. és 2483. fúrás). Az átmeneti szakasztól eltekintve a területen úgyszólván kizárólag tarka színű üledékek (Bokodi Tagozat) vannak jelen.

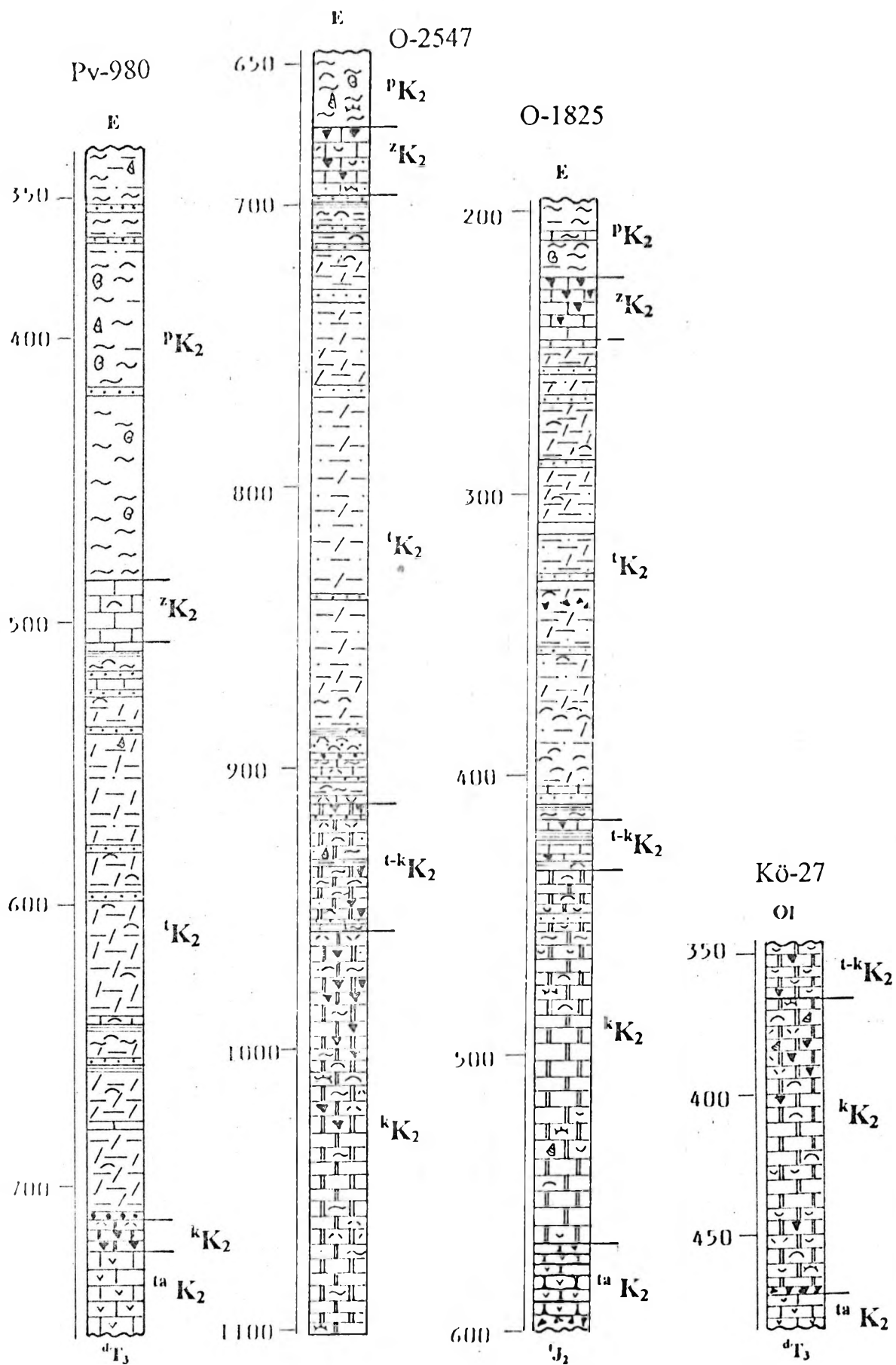
A Zirci Mészkőnek a legkeletibb előfordulása a Vértesi-előtérre esik, ahol a 25, max. 30 m vastag formációnak csak alsó (Éperkéshegyi Tagozata) teljes, míg a középsőnek (Mesterhajagi Tagozat) jobbra fele vagy kétharmada fejlődött ki vagy őrződött meg (CSÁSZÁR 1986). A mészkő felszíne erőteljes visszaoldódásról tanúskodik, amelynek genetikája a szakemberek körében állandó vita tárgyát képezte. A mészkő zöld színű bekérgezéses karsztos üregeit galukonitos márga tölti ki, amely a fedő Pénzeskúti Márga 1-2 m vastag bázisrétegeit is alkotja.

A Pénzeskúti Márgának a területen jobbra csak az alsó, gumós szerkezetű Gajavölgyi Tagozata, kivételesen a középső, Esztergári Tagozata óvodott meg a késő-kréta elejei és a paleocén - kora-eocén lepusztulástól.

#### Bio- és kronosztratigráfia

Az eredmények nagyobbik hányada CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN (1994) cikkében került összefoglalásra, illetve e kötetben két munka tárgyát (FÖZY ill., GÖRÖG) is ez adja. Emellett a kötet további tanulmányai is foglalkoznak a vonatkozó képződmények korviszonyaival.

A jurából átvezető üledékképződés igazoltan legfiatalabb üledéke késő-albai, esetleg kora-cenomán kori. Az üledékciklus kronosztratigráfiai szempontból legfontosabb jellegzetessége, egyrészt a gyakori hosszabb-rövidebb üledékhézag, másrészt, hogy a kort bio- vagy kronosztratigráfiai szinten, legalábbis egyelőre, csak kivételesen lehetett meghatározni. Nem állítható ugyanakkor, hogy a tárgybeli képződmények korértékű ősmaradványokban szegények lennének. A bizonytalan datálhatóság egyrészt az üledékhézagos jellegből, a berriasi -



valangini szakasz erőteljesebb, az előlötti szakasz kisebb mérvű áthalmazottságából, másrészt a sekélytengeri karbonátok és az édes-elegyesvízi szakasz kisebb korértékű ősmaradványtársaságából következik.

Az üledékhézagosság már a Szentivánhegyi Mészköre is jellemző. A jelenség felszíni feltárásból és fúrásból egyaránt igazolt. TARDINÉ FILACZ a tardosi Szél-hegyről származó vékonyesiszolatokban a kimmeridgei - alsó-tithon saecocomis mészkö fölé a valangini elején átmozgatott, tithon-berriasi korú kevert ősmaradványgyűtést talált. FÖZY (FÖZY és PÁLFY 1992, kéziratoss jelentés) ebből a szakaszból berriasi korú *Mazencoceras sp.*-t említ. A szelvény felső fél métere a valangini D3 Calpionella zónájába tartozik, amely esetleg még az E zónába is felnyúlik (7. ábra).

NAGY (1988, kéziratoss jelentés) a Tatabánya 1472. fúrásból az alsó-berriasi föléti gumós mészkövet hauerivi korúnak találta. Elölött tithon-berriaziból származó áthalmazásról számolt be. A korábbi véleményekkel szemben a Felsővadási Breccsa korát már VÍGH (1984) is a valangini korszakban jelölte meg. A legalsó breccsa pad alatti márgából FÖZY (1993) berriasi ammoniteszt határozott.

A valangini emeletnek a Keleti Gerecsében való jelenlétét FÜLÖP (1958) után Fözy vizsgálatai is megerősítették (FÖZY, 1993, kéziratoss jelentés). A Nyagda-völgyből *Valanginites*-t, a Berseki márgafejtő lejtőn megtorlózott zöld homokkő kötege alatti lila márgájából *Spitidiscus sp.*-t, *Neocomites sp.*-t és *Olcostephanus sp.*-t igazolt, melyek alapján az alsó-hauerivi előfordulása is biztosra vehető.

A Lábatlani Homokkőnek a zöld homokkő köteg fölötti, lila márga közbetelepüléssel szakaszára vonatkozóan ugyancsak megerősítette a FÜLÖP által (1958) megállapított barrémi kort, cáfolva ezzel a FÉLEGYHÁZY & NAGYMAROSY (1991), valamint NAGYMAROSY & FÉLEGYHÁZY (1992) azon következtetését, miszerint a Berseki Márga kora is apti, sőt, albai. Hymódon pontot is tehetnénk a Berseki márgafejtő rétegsorának korát illetően az utóbbi években támadt vita végére, annál is inkább, mert a Lábatlani (neszmélyi) Formáció barrémi-apti korát már HORVÁTH (1977, 1978a és 1978b) is jelezte a Neszmély 4. fúrásból előkerült gazdag ammonitesz együttes alapján. Vizsgálatai eredményeként az alábbi tagolás adható:

barrémi: 187,0-351,0  
alsó-apti: 158,0-187,0  
felső-apti: 87,8-158,0

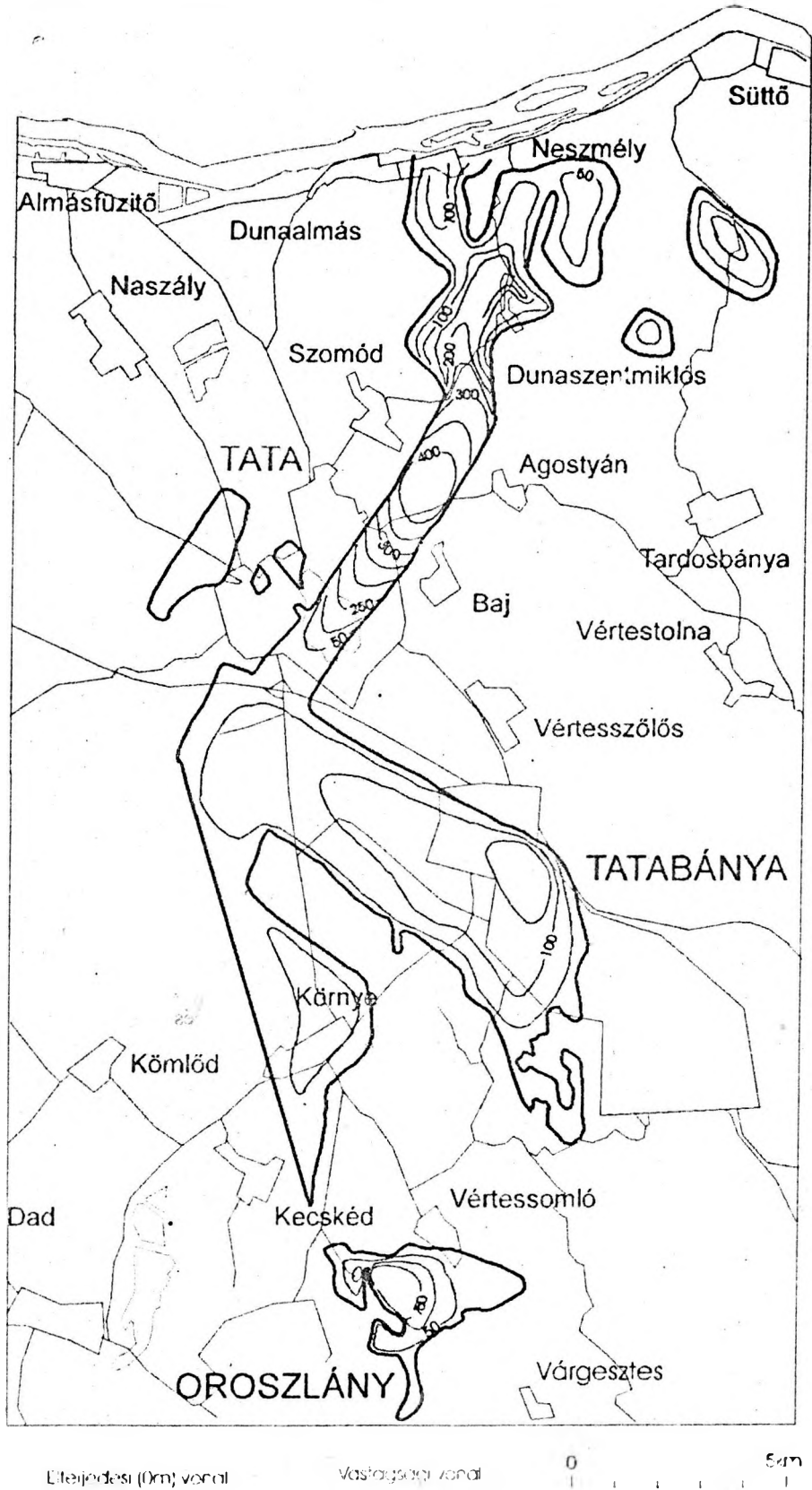
BODROGI a Tatabánya 1472. fúrás Lábatlani Homokkővének korát a *Helbergella sigali* alapján a barrémiből a középső-aptiig látja kiterjeszhetőnek, ami nem mond ellent az előbbi megállapításnak. A Kőszörükőbányai Tagozatnak a mészköbreccsa horizont alatti osztályozatlan,

biodetritusz-gazdag, feltépett aleuritós homokkő tömbjében tömegesen előforduló Orbitolinák között GÖRÖG (jelen füzetbeli cikk) kizárólag *Orbitolina (M.) texana* fajt ismert fel. A mészköbreccsából előkerült Orbitolinákat GÖRÖG az *Orbitolina (M.) texana* és *O. (M.) cf. lotzei* fajnak határozta, amelyek együttes előfordulása alapján a képződményt gargasi korúnak minősítette. Minősítése lényegében megegyezik SCHLAGINTWEIT (1990) következtetésével. Modellünkben ezeket a zítöny jellegű urgon testeket hozzávetőlegesen a törmelékes üledék korával egyezőnek értékeltük, nem zárva ki teljesen ezeknél idősebb korát sem. A fentiek alapján tehát nehezen lenne magyarázható a Berseki Márga albai kora akkor, amikor a fedőjében települő több száz méter vastag homokkő (és konglomerátum) rendre idősebb kort jelez. Mindazonáltal maradt még néhány bizonytalansági tényező is. Közülük csupán a kisebbik gond, hogy BODROGI a Neszmély 4. fúrás 100 méteréből származó *Ticinella cf. primula* alapján a Lábatlani Homokkőre vonatkozóan a kora-albai kort is lehetségesnek tartja (1992 kéziratoss jelentés), hiszen ez a szint ugyancsak több száz méterrel lehet a Berseki Márga felett, bár már itt is zavaró a márga kifejlődés nem egyértelműen tisztázott okokra visszavezethető hiánya. Elgondolkoztatóbbak azonban azok az apró jelzések, amelyek az ammoniteszek oldaláról jelentkeznek. A barrémi ammoniteszek között Fözy egy albai-ra jellemző *Hypopholites sp.*-t is említ, amit homeomorpha jelenségnek tekint. A kétségeket növeli még az a körülmény is, hogy az ammoniteszek gyakran töredékesen beágyazottak, kaotikus elrendeződésűek és többnyire hejzatlanok. Ebbe a vonalba tartozik NAGY (1968) azon megjegyzése, miszerint a berseki szelvényben zavaróan fiatal ammoniteszek vannak. Mindezen kétségek ellenére, üledékképződési megfontolásokból, valamint az ammoniteszek szukcesszióban történő áttelepítésének lehetetlen volta miatt a Berseki Márgát a neokomba tartozónak fogadom el, és a későbbi fejlődéstörténeti rekonstrukcióknál ezzel számolok. Nyilvánvaló ugyanakkor, hogy a kérdés megnyugtató lezárásához további vizsgálatokra van szükség. Megoldást jelenthet FÜLÖP rétegről rétegre gyűjtött felbecsülhetetlen értékű anyagának összehangolt ammonitesz és nannoplankton, valamint a Berseki Márga magnetosztatográfiai vizsgálata. Ez utóbbi módszer jelentőségét az a körülmény adja, hogy a neokom szakaszra a normál és a fordított polaritás sűrű váltakozása a jellemző, míg az albai emelet egy nagyon hosszú normál polaritású szakasz részét képezi.

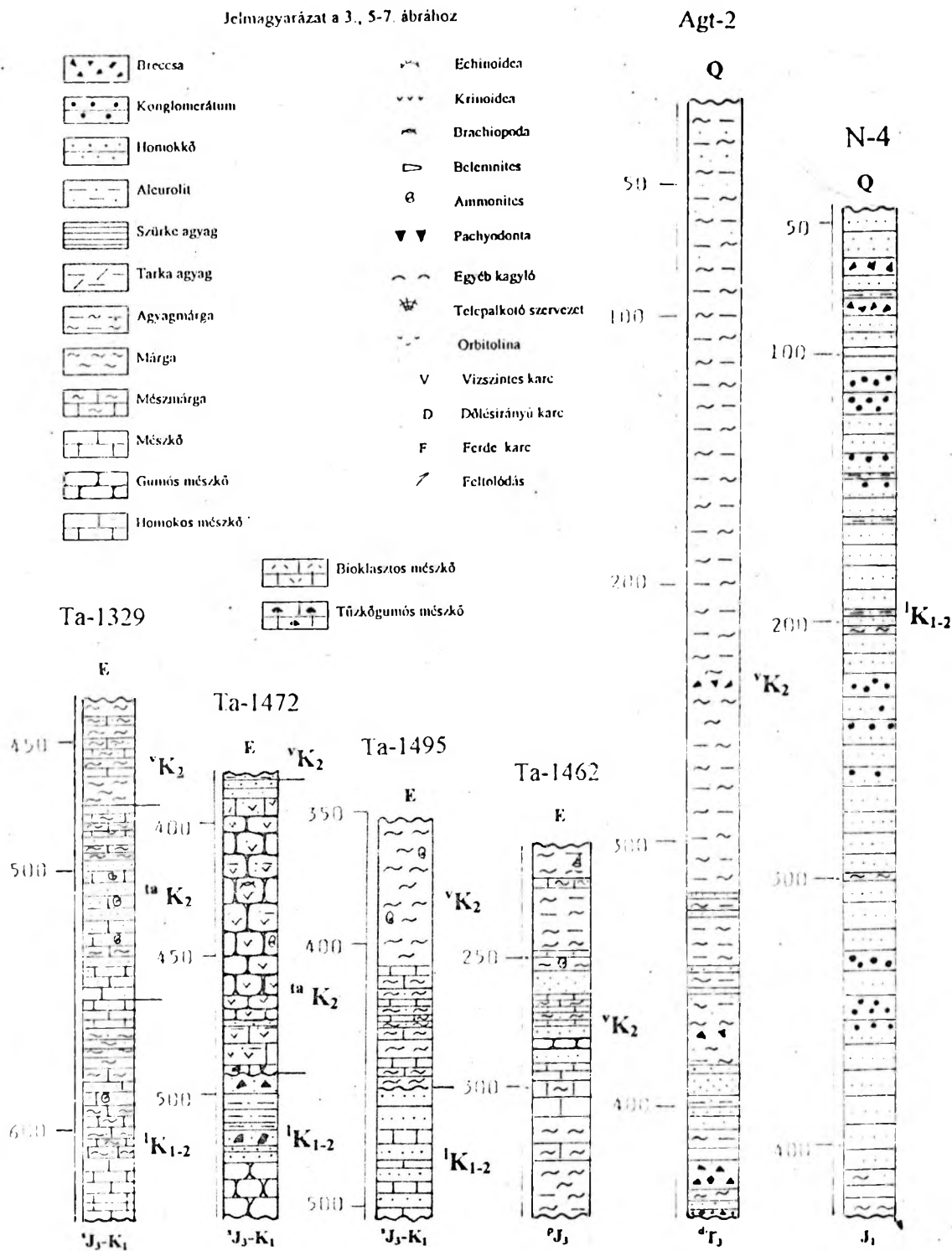
Az albai emeletnek a gerecsei kréta rétegsorban való előfordulására elsőként JUHÁSZ (1978) palynológiai vizsgálatai utaltak. A Neszmély 4 fúrás vizsgálata kapcsán, adatok említése nélkül, az alábbi megállapítást tette: „Lehet, hogy az N-3. sz. fúrás 113 m feletti szakasza (amely besorolható a Vértessonlói Formáció egyik zónájába) fiatalabb, mint az N-2. sz. f. és az N-4. sz. f. vizsgált anyagai.”

3. ábra. Jellemző kréta fúrási rétegsorok az Oroszlányi-medencéből. Az indexeket lásd a 2. ábrán, kivéve O1 oligocén, E cocén, J<sub>2</sub> Tölgyháti mészkö és T<sub>1</sub> dachsteini mészkö.

Fig. 3. Typical Cretaceous borehole logs from the Oroszlány basin.



4. ábra A Vértessomló Alcaurilit Formáció vastagsági térképe.  
 Fig. 4. Thickness map of the Vértessomló Siltstone Formation



5. ábra. Jellemző kréta fúrási rétegsorok a Tatabányai-medencéből és a Gerecse nyugati előteréből. Az indexeket lásd a 2. és a 3. ábrán, kivéve: <sup>1</sup>J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub> Szentiványhegyi Mészkő, <sup>2</sup>J<sub>1</sub> Pálhálási Mészkő és J<sub>1</sub> liász képződmények általában.

Fig. 5. Typical Cretaceous borehole logs from the Tatabánya basin and the west foreland of the Gerecse Mountains.

A *Ticinella bejauensis* zóna kimutatásával BODROGI megerősítette a Tatai Mészkő korábban is késő-aptinak tartott korát.

LEEREVELD (1992a és 1992b) a Vértessomló Vst. 8. fúrás részletes dinocysta elemzése szerint a Vértessomlói Aleurolit és a fekjét alkotó Tatai Mészkő képződése a kora- és középső-albaira tehető (!?).

BODROGI (1993, kéziratoss jelentés) az alsó-albaiba sorolt Vértessomlói Aleurolit egészét a *Ticinella primula* zónába tartozónak minősítette. A Környei Mészkövet az alsó-albaiba, a Tési Agyagmárgát és a Tési-Környei Formációt a középső-albaiba, míg a Zirci Mészkövet a felső-albai alsó részébe sorolta. A területen a Pénzeskúti Márga egésze a *Rotalipora appenninica* zóna *R. ticinensis* - *Planomalina buxtoni* alzába tartozik.

A Környei Mészköben (Kocs 5., Környe 26. és 27. fúrás) számos *Cadosina* sp. és *C.* faj mellett NAGY (1987, nem publikált jelentés) *Colomiella recta*, ?*C. mexicana* és ?*C. semiloricata* fajokat ismert fel. Ezek alapján a képződményt esetleg kora-, de még inkább középső-albai keletkezésűnek tartja.

### Szedimentológia és öskörnyezet

FÜLÖP modelljében (1958) a gercsei kréta képződmények egy regressziós ciklus termékei, melynek záró tagját a Lábatlani Homokkő Kőszőrűkőbányai Tagozata, mint partszegélyi konglomerátum képezte. Az üledék mélyvízi, flis jellegű voltának felismerését (CSÁSZÁR & HAAS 1984) követően előbb KÁZMÉR (1988) minősítette a kőszőrűkőbányai feltárást tengeralatti lejtőn leülepedett törmelékűppá, majd SZTANÓ (1990) alapos elemzés alapján a Kőszőrűkőbányai Tagozat lerakódását a radiális törmelékűp középső szakaszán jelölte ki, az üledékképződés típusát törmelék-, illetve szemcsesúlysnak minősítve.

A ciklikus jellegű Berseki Márga üledékképződésének korszerű, alapos elemzése eredményeként FOGARASI (jelen füzetbeli cikk) az üledékképződés helyi körülményeinek feltárása mellett általánosabb jellegű következtetéseket is levont. A ciklusokban számításokkal alátámasztottan a Föld változó pályaelemeinek: a precesszióknak és az excentricitásnak a hatását ismerte fel. Különösen a változó karbonáttartalmú márgákat tekinti az orbitális változások által befolyásolt háttér-üledékképződés jó példáinak. A pályaelem-változások a nedvesebb és szárazabb időszakok váltakozásán keresztül fejtették ki hatásukat az üledékképződésre. Ugyancsak a pályaelemek változásával hozza összefüggésbe a rétegvastagságoknak a 4-5 és 16-17 rétegpáronkénti ismétlődését.

Megállapításokat tett a durvább szemcséjű üledékek lerakódására vonatkozóan is. A Bouma ciklusok hiányos voltát a törmelék szállító áramlások erősségével magyarázza, amikor is a durvább szemcsék kiülepedése után a felhígult zagy finomszemcsés része szállítódik tovább. A ciklikus üledékképződés megszűntét a törmelékanyag jelentős mértékű megnövekedésével hozza kapcsolatba. A konglomerátumokat és a breccsákat a laterálisan leszűkített törmelékfolyás termékének tekinti. A törmelékfolyásokat és lejtőmenti rogyásokat a takarófrontokról (?) történő nagy volumenű törmelékbeáramlással hozza összefüggésbe.

A Berseki Márga üledékképződési mélységét a visszoldott héjú ammoniteszek alapján (KÁZMÉR 1987) az aragonit és a kalcit kompozíciós szint közötti mélységben

GÖRÖG a Vértessomlói Aleurolit legfelső részében és a Környei Mészkö felső felében gyakori orbitolinák között ugyanazon két fajt azonosította: *Orbitolina* (*M.*) *texana* és *O.* (*M.*) *subconca*. Együttes előfordulásuk alapján a képződmények korát a kora- és középső-albaiban valószínűsíti. A Tési Agyagmárgából három fajt sorol fel: *Orbitolina* (*M.*) *subconca*, *O.* (*O.*) *sefini* és *O.* (*Conicorbitolina*) *baconica*. Ezek, megítélése szerint, együttesen a késő-albai kort jelzik. Az orbitolinákra alapozott korbesorolás tehát több képződmény tekintetében is eltéréseket mutat az egyéb foraminiferákra épülő felosztástól. Közös álláspont kialakítása nem tűnik egyszerű feladatnak.

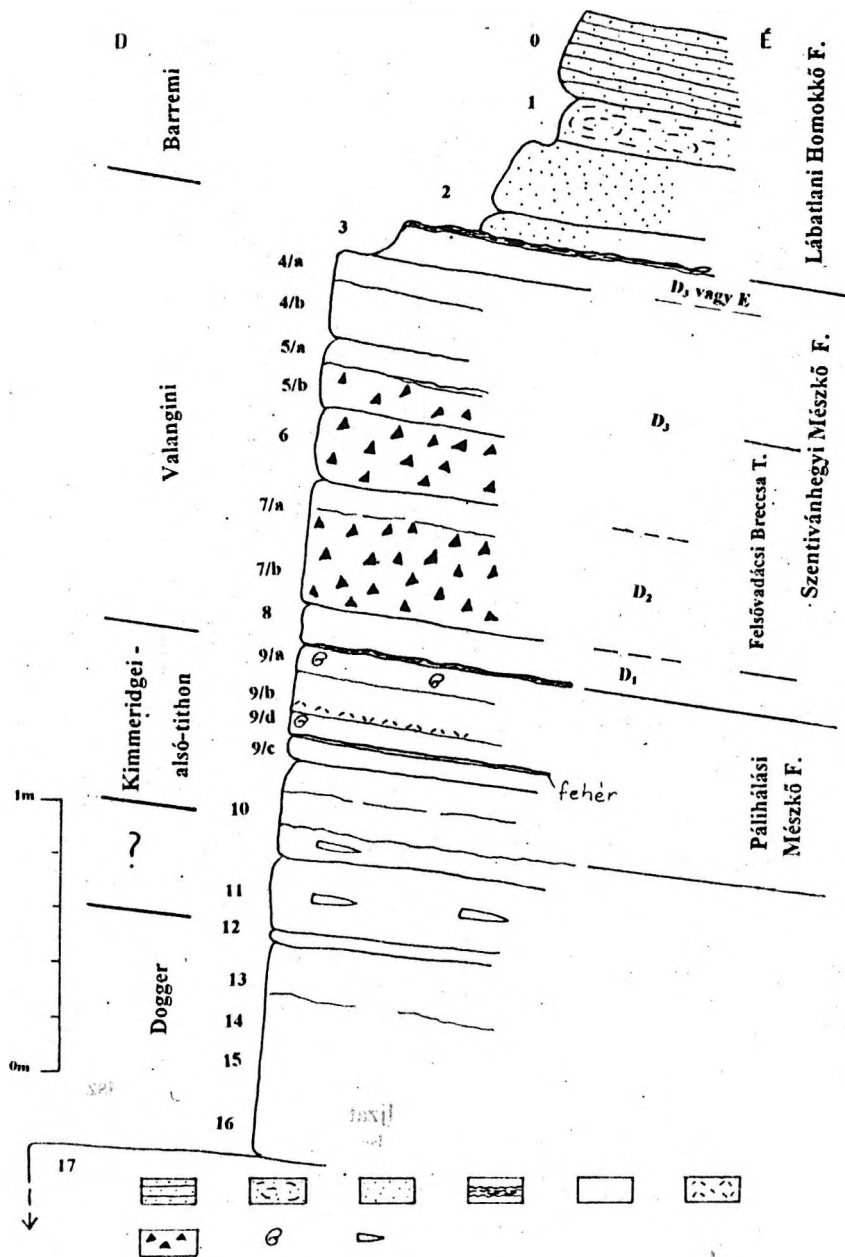
Jelölte meg. A gercsei üledékgyűjtőben FOGARASI (1993 és jelen kötetbeli cikke) kétféle üledékszállítási irányt különböztetett meg. A törmelékfolyásokat és csuszamlásokat ÉÉK-ről DDNy-ra és ÉK-ről DNY-ra, míg a fenéknyomok alapján a turbiditeket KÉK-ről NYDNY-ra és K-ről NY-ra irányulónak találta.

A Tatai Mészkö üledékképződési viszonyainak ismeretében FÜLÖP (1975) óta a területről lényeges megállapítás nem született. LELKES Gy. (1990) az Északi-Bakony sok tekintetben hasonló kifejlődésében három mikrofácies típust különböztetett meg. A fimom szemcséjű, szivacsstűs packstone típust „viszonylag mélyvízi” eredetűnek, a durva vagy nagyon durva szemcséjű, molluszka-bioextrapátos grainstone típust „szigetek körül vagy-tengeralatti hátságokon, sekély szublitorális környezetben”, míg a közép- vagy durva szemcséjű grainstone típust a kettő közötti átmeneti zónában képződöttnek tekintette. E megállapítás az itteni területre is érvényesnek látszik, azzal a kiegészítéssel, hogy a biodetrituszt nem molluszka, hanem brachiopoda teknők szolgáltatják.

A Vst. 8. fúrás dinocysta vizsgálata (53 taxon) és erre épülő tengeri/szárazföldi arány, a dominancia és a diverzitás elemzés, a saválló bentosz foraminifera/dinocysta arány, a palynofácies-elemzés és az öskörnyezet-jelző dinocysták kiértékelése alapján LEEREVELD a Vértessomlói Aleurolit és az itteni kifejlődésű Tatai Mészkö képződési környezetére az alábbi következtetéseket vonta le. Az üledékképződés a parttól nem túl távoli környezetben zajlott (áthalmazott paleozoos, triász és alsó-kréta palinomorfák). A flóra kép gyengén és fokozatosan mélyülő középső selfi neritikus környezetet jelez, amelyben a minimális óceáni behatás mellett egyaránt megtalálhatók a sekélytengeri elzártásra és a partközelségre utaló elemek is.

A Környei Mészkö és Tési Agyagmárga kapcsán Bartha (jelen füzetbeli cikke) aktualizálja a KAUFFMAN & SOHL (1974) által a rudista közösségekre kidolgozott rendszert. A Vértes-előtéri fúrásokban a fejlettségi fokot is tükröző hét társulást (egyedek, asszociációk, csokrok, bokrok, hozók és biosztrómák) különböztetett meg.





7. ábra. A tardosi Szél-hegy egykori kőfejtőjének földtani szelvénye. 1. Lemezes homokkő, 2. Puha agyagos homokkő, 3. Pados homokkő, 4. Sztromatolitos kéreg, 5. Mikrites mészkő, 6. Bioklasztos Mészke, 7. Breccsa, 8. Ammonitesz, 9. Belemnitesz.

Fig. 7. Geological section of the Szél-hegy quarry, Tardos. *Calpionella* biozones are based on the investigations of Tardi-Filáczy. 1. Platy sandstone, 2. Soft, clayey sandstone, 3. Thick-bedded sandstone, 4. Stromatolitic crust, 5. Micritic limestone, 6. Bioclastic limestone, 7. Breccia, 8. Ammonites, 9. Belemnites.

következménye lehet. CLAVEL et al. (1992) szerint egy nagy mértékű tengerszintesés a barrémi közepén következett be, míg HAQ et al. (1987) szerint a kora-aptiban.

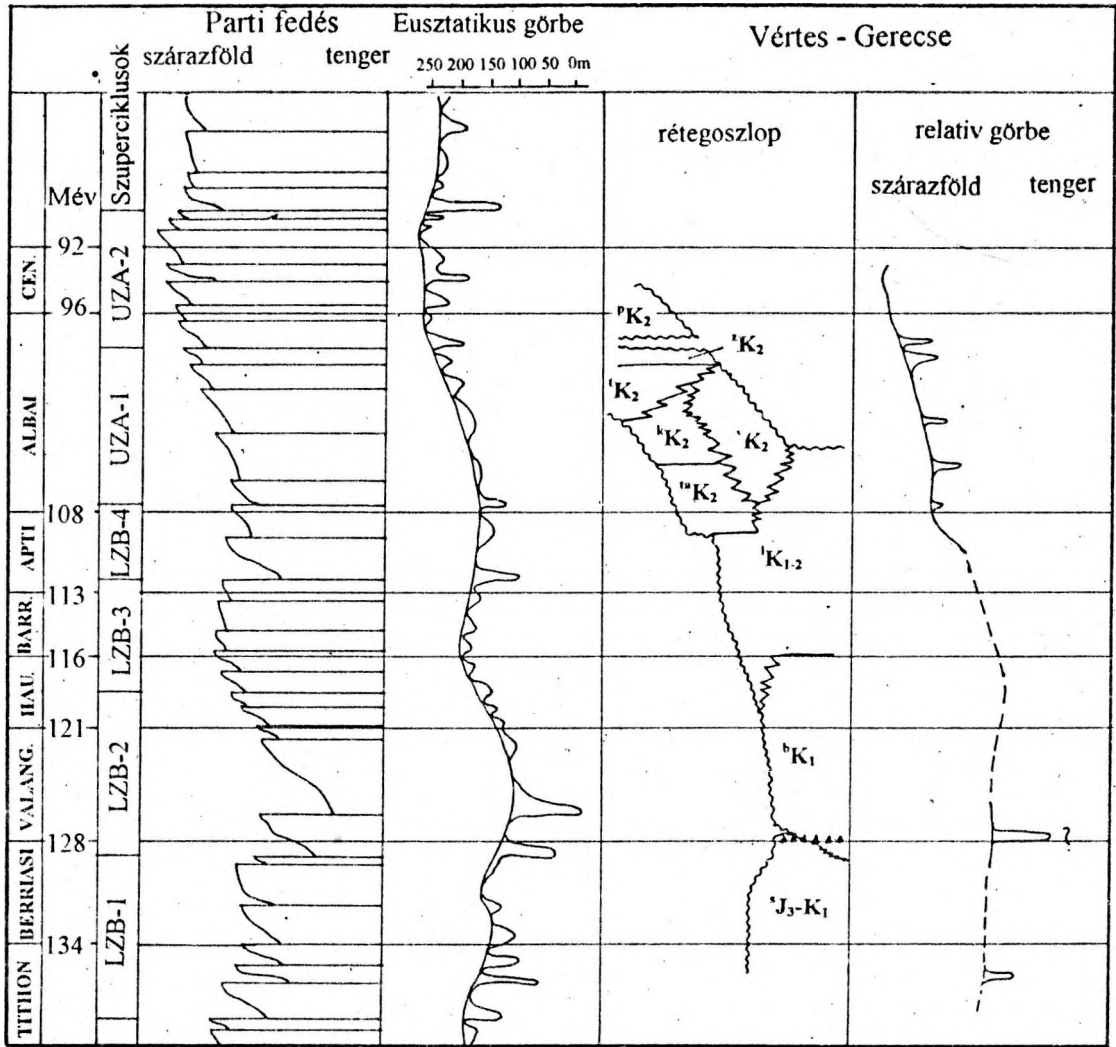
A szárazulati üledékhézag a Vértes- és a Gerecse-előterben egyaránt igazolt. Az Északi-Bakonyban, Vértes és a Gerecse előterében az üledékhézag az hauterivitól a kora-aptiig terjed. A Dunántúli-középhegységben általános, mindamelllett rövid idejű késő-apti tengerelöntés valószínűleg lokális okokra vezethető vissza, bár a jelenség

egyezni látszik a jura-hegységi és párizsi-medencei transzgresszióval is.

A Kőszörűkőbányai Konglomerátum vagy egy alacsony vízszinti rendszer egység (LST), esetleg egy selfperemi rendszer egység (SMST) terméke lehet.

A Vst. 8. fúrás Vértes-somlói Aleurolijtájában észlelt Környei Mészke közbetelepülés kétféle módon értelmezhető. Medence aljzati törmelék-képként (hf) való értelmezhetőségét kissé bizonytalanná teszi az a körülmény, hogy





8. ábra. Szekvenciasztratigráfiai elemek a vértesi-ekőteri és a gerecsei kréta rétegsorban

Fig. 8. Sequence stratigraphic elements in the Cretaceous succession of the Vértés Foreland and the Gerecse Mountains.

a medencealjzati törmelékkep szekvenciahatárhoz (nagy méretű LST-hez) kapcsolódik, míg a Tatai Mészke és a Környei Mészke, valamint a Tatai Mészke és a Vértessomlói Aleurit között fokozatos átmenet is ismert. Az előbbi két képződmény átmeneténél megjelenő, nem ritkán házistörmelékkel is kísért eróziós felszínnek csak kisebb jelentőségű és időtartamú üledékhézagra utalnak. Az agyagközs, vékonyréteges Tatai Mészke és a Környei Mészke vékonyabb pados alsó fele transzgresszív rendszer egységként (TST), az utóbbi felső fele magasvízi rendszer egységként (HST) értékelhető. A formáció és egyúttal a szekvencia zárórétegei (topset) korallós, rudistás foltzátónyokat alkotnak. A fúrású rétegsorokban a fenti képződmények keleti és északkeleti progradációja figyelhető meg. Az erózió minimális mértéke alapján a Környei Mészke bázisa 2. típusú szekvenciahatárként is elképzelhető. Ebben az esetben a formáció selfperemi üledéknek (SMST) lenne minősíthető. E megoldás valószínűségét erősíti LEFERVELD dinocysta vizsgálata (1992b, kéziratú jelentés), aki a Vst. 8. fúrású rétegsorában az LZB-4 és az

UZA-1 szuperciklusok (HAQ et al. 1987.) átmenetét ismerte fel. A partközeli és neritikus elemek ciklikus változása alapján az UZA-1 cikluson belül, - 2. típusú szekvenciahatárral elválasztottan, de mélység intervallumok megjelölése nélkül - három ciklust vél elkülöníthetőnek. Az LST-t, a TST-t és a HST-t a flóra összképének alakulása mellett egyedi flóra elemek is jelzik.

A Tési Agymárga képződése már az SMST idején megkezdődhetett, s a Tési és Környei Formációk váltakozása a TST negyedrendű ciklusával azonosítható.

A jelenség egyúttal a tengeralatti akkomodációs térnek az üledékképződéshez viszonyított szerény mértékére is utal.

A Zirci Mészke megjelenésének elsősorban klimatikus okai lehetnek: a kevés csapadék miatt megszűnt a törmelékbeszállítás. A vastagpados Eperkéshegyi Tagozat még a TST, míg a Mesterhajagi Tagozat HST eredménye, jelentős területeken igen rövid idejű szárazrakerüléssel. Ezt egy nagyon gyors transzgresszió követte, valószínűleg felgyorsuló, üledékképződés nélküli süllýedéssel. A

maximális tengerelöntés jelzője a Gajavölgyi Tagozatnak az enyhén karsztos térszínre piritesomós, glaukonitos bázis réteggel történő települése. Lényeges tengerszintesökkenés nélkül következett be az ugyancsak tektonikusan felgyorsított újabb maximális tengerelöntés, aminek eredményeként a vonatkozó területen ki sem fejlődött a

Gajavölgyi Tagozat. Erre utal a Pénzeskúti Márga bázisán megjelenő foszforitos, glaukonitos, összemossott ammoniteszek tömegét tartalmazó kondenzált üledék. A képződmény tehát egy tektonikusan is elősegített gyors és erőteljes transzgressziójú szuperciklus (UZA-2) terméke.

## Fejlesztéstörténeti és ősföldrajzi viszonyok

A gerecei kréta üledéksor képződésének és ősföldrajzi viszonyainak megítélésében az első fontos lépés a kréta üledéksorok krómspinell tartalmának megállapítása volt a hetvenes években [VASKÓNÉ DÁVID K. (in FÜLÖP 1975) és 1988)]. A következő lépcsőfokot a gerecei üledék flis jellegének felismerése jelentette (CSÁSZÁR és HAAS 1979). A törmelékek forrásaként BALLA már 1981-ben a Gerecesétől ÉNy-ra elhelyezkedő szigetívet jelölte meg. A Dunántúli-középhegység HAAS & CSÁSZÁR (1987) szerint a kora-kréta folyamán az óceán peremén volt. Ezen belül a Gerecei üledékgyűjtőt KÁZMÉR (1988) a Belluno árokkal párhuzamosította. A törmelék forrásaként szereplő szutúra zóna és a gerecei és rossfeldi üledékgyűjtő egymáshoz viszonyított ősföldrajzi helyzetét sok szerző hasonlóképpen ítélte meg (POBER és FAUPL 1988, FAUPL & WAGREICH 1992, CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994). A különböző típusú törmelékmozgások közötti tekintélyes különbséget Fogarasi (jelen fűzet) négy modell felvázolása után a legvalószínűbbnek a selfperemeket metsző jobbos eltolódások létevel magyarázza.

Az óceáni aljzat obdukciját CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN (1994) a jura végén már részlegesen bekövetkezettnek ítélte. ÁRGYELÁNNAK az ezzel kapcsolatos folyamatokat tárgyaló megelőző munkáinak (1989, 1992, 1993) eredményeit a legtömörebben jelen fűzetben foglalta össze. Eszerint a gerecei kréta üledéksor egy többfázisú kollíziós folyamat során óceáni szigetívről, óceáni ofiolitokból, mélytengeri üledékekből és áttolódott kontinentális kéregrészekből származik. A törmelékes spinell szolgáltató ofiolit-tömeg a Vardar óceán kiemelt helyzetű szutúrájában az ausztro-alpi és déli-alpi egységek között helyezkedett el. A törmelékes spinellek geokémiai vizsgálata mind a rossfeldi, mind a gerecei területen harzburgitos alprovin-

ciájú forrást jeleznek. A szerpentinít fragmentumok gerecei előfordulása a forrásnak a rossfeldinél lényegesen közelebbi voltát tanúsítja. A gerecei üledéksor az obdukción front előterében kialakult előtéri medencében halmozódott fel. A kora-albai folyamán a törmelékiszállítás irányában változás következett be, amennyiben a hátságon átszűrt törmelékhez egyre nagyobb mértékben adódott hozzá az ÉNy-ról származó, anyagában az ÉK-ivel egyező, de érettebbnek tűnő törmelék.

A Vértes-előtér középső-kréta paleogeográfiai képét, a Bakonyhoz csatlakozóan CSÁSZÁR (1986) vázolta fel. Eszerint a vértessomlói terület kivételével a kora-kréta végi kiemelkedés hatására csak foszlányokban őrződött meg a legalsó-kréta és a gyakran hézagos kifejlődésű jura. A Vértes-somló-medencét DNy-i irányban a helyenként frontzóna jellegeket mutató, összességében urgon fációs Környei Mészke zárta le. A formáció környezettípusait először CZABALAY (1983, kézirat), majd BARTHA (jelen fűzet) vázolta fel. CSÁSZÁR (1986) megállapítása szerint a Környei Mészke a K-i perem frontja mögötti lagunáris kifejlődése DNy felé transzgresszív. Előfölt, illetve ennek heteropikus fációsaként jelenik meg a Tési Agyagmárga, amely az alsó átmeneti szakaszától eltekintve tarka színű, folyóvízi, delta jellegű kifejlődésű (Bokodi Tagozat). Az ÉNy-ról jövő törmelékforrás elapadtával a térséget a második urgon kifejlődésű képződmény, a Zirci Mészke Formáció hódította meg. A területen a formáció hiányos kifejlődésű (a Mesterhajagi Tagozatnak a felső része, a Gajavölgyi Tagozatnak az egésze hiányzik), amit akkor CSÁSZÁR egyértelműen a szubaeális erózióknak tulajdonított. Erre a legfőbb hivatkozási alapul a formáció fedőjében települő Pénzeskúti Márga glaukonitos bázisrétegeinek üregkitöltő volta szolgált.

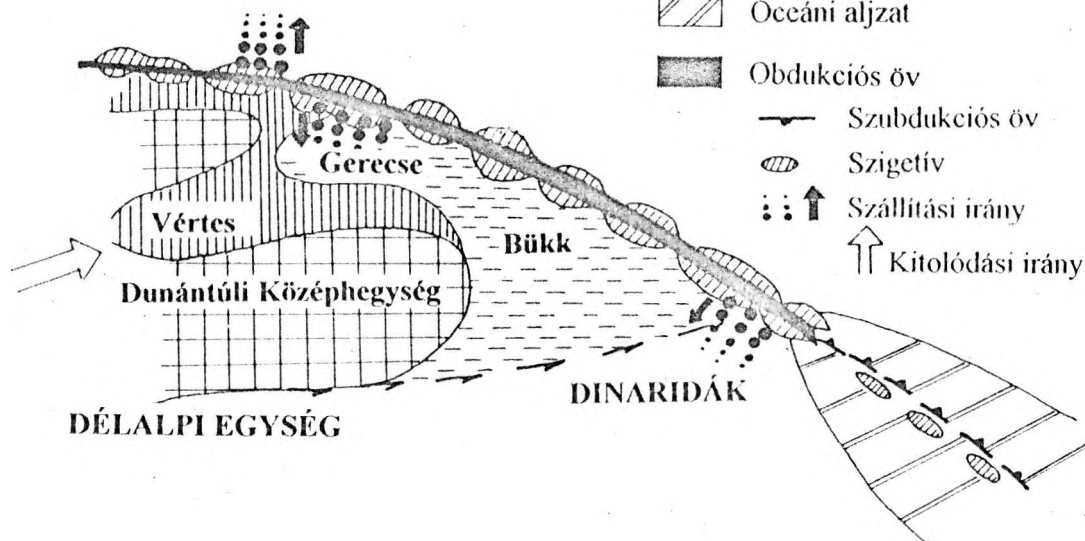
## Összefoglalás

A megelőző, továbbá a jelen fűzetben lévő, jobbra hivatkozott cikkek megállapításait is figyelembe véve az OTKA projekt tárgyául szolgáló térség ősföldrajzi viszonyainak alakulását és fejlesztéstörténetének fontosabb lépcsőfokait az alábbiakban vélem összefoglalhatónak. A Dunántúli-középhegység és benne a Vértes és Gerece környezete a jura és a kréta folyamán a Vardar óceán déli (délnyugati) peremének közelében helyezkedett el (9. ábra). A térségben a középső-jurából átöröklött módon sekélyvízű hátságok és medencék váltogatták egymást, melyek a későbbi nagy mérvű lepusztulásoknak köszön-

hetően csak korlátozott mértékben rekonstruálhatók. A mai képből a legnagyobb méretű hátság a Tardos és Szomód közötti Gorba hegycsoportban rajzolódik ki (Gorba hátság, - 10. és 11/a. ábra). A hátságnak a késő-jurán belüli létezését a Szomód melletti Tűzkő-hegyen feltárt mintegy 3 m vastag osztályozatlan, a jellegzetes „oxfordi breccsa” szemcséket is tartalmazó törmelékekből álló törmelékfolyás tanúsítja. FÖZYNEK (1993) egy ezzel párhuzamos szelvényben végzett vizsgálatai alapján a breccsasztint valószínű kora késő-tithon. A törmelék szemcséi között jelentős számban szerepelnek a fotikus öv magasabb

## KORA-ALBAI

## FELSŐ KELETALPI EGYSÉG



9. ábra. A Vértes és a Gerecse ősföldrajzi helyzete. (CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN 1994 nyomán, módosítva).

Fig. 9. Paleogeographic position of Vértes and Gerecse in the Cretaceous (after CSÁSZÁR & ÁRGYELÁN 1994, modified).

részére jellemző *Dasycladales (Clypeina jurassica* – SCHLAGINTWEIT 1990) algát tartalmazó változatok is. A törmelékfolyás a hátságot nyugat felől lezáró szerkezeti vonal késő-jura kori aktivizálódására utal, aminek eredményeként a blokk keleti irányú meghíllésére következtethetünk. A mozgás pontosabb datálása még nem megoldott, de valószínűleg ez már előhírnöke volt a berriasi idején felerősödött és az óceán peremi részére is kiható obdukciós folyamatoknak, amelyek eredményeként a hátságtól keletre eső (mélyebb) medence területeken a pelágikus karbonát üledékképződést a finom szemcséjű sziliciklasztikus szedimentáció váltotta fel. A hátság és a medence átmeneténél (tardosi Szel-hegy) ez a változás csupán az aleurit frakció megjelenése révén érzékelhető (7. ábra). A jelenség független tengerszint-változással is összefüggésbe hozható. A malm, sőt már a dogger karbonátokban is előforduló krómspinellek mennyisége a turbidit eredetű homokkőben a nehézasvány frakció meghatározó elemévé vált.

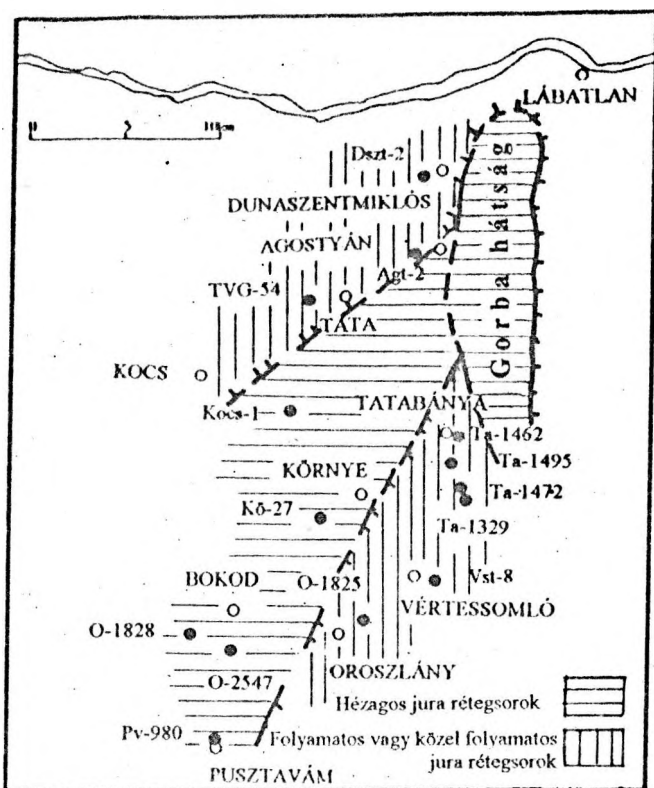
A Gerecse egészére kiterjedő jelenségként értékelhető a Felsővadlácsi Breccsának a gerecei rétegsorban való megjelenése. Különlegességét a breccsa anyagi összetétele jelenti: ez a domináns Dachsteini Mészke szemcsék mellett kb. egyenlő arányban tartalmaz Lókúti Radiolarit- és Szentivánhegyi Mészke törmelékeket, malm vagy berriasi korú zöldalgás mészkőklasztokat, savanyú kiömlési és mélységi, továbbá ultrabázisos és bázisos törmelékeket is. A törmeléksemmeken belüli előfordulásuk mellett az algák a mátrixban is viszonylag gyakoriak.

Mindez azt jelenti, hogy az anyag forrása – fő tömegét tekintve – eltér az immáron általánossá váló sziliciklasztikus törmelékétől. Valószínűnek látszik az a feltevés, hogy ez a törmelék az eredetileg is kevés jurától is már részben megszabadult hátságokról származik (12. ábra). Ilyen irányú mérések nélkül is erre következtethetünk a breccsa horizontnak karbonátos és a sziliciklasztikus üledékképződés térszínén való egyidejű megjelenéséből. A jobbra szemcsevázú, turbidit eredetű breccsa a különböző területeken eltérő számú zagyár terméke, amely a hátság további emelkedése mellett egy jelentős mértékű tengerszint-esés következménye (LST) is. A jobbra gradált breccsa képződésének közvetlen kiváltó oka a nyugati dominanciájú szelekkel jellemezhető viharok lehettek.

A törmelék forrásaként elsősorban, de nem kizárólagosan, a Gorba hátságot tekintjük. Erről a törmelékanyag az eddigi adatok szerint kizárólag keleti irányba szállítódott.

A Kelet-Gerecseben a valangini korszak folyamán felerősödik a turbidit eredetű sziliciklasztikus üledékképződés, de a Föld pályaelemeinek ciklikus változására visszavezethetően (FOGARASI, jelen füzet) a zagyarak szünetekben folytatódott a pelágikus üledékképződés. A Berseki Márgában felismert üledékhézagok a visszaoldás mellett a több szintből is ismert fenékáramlások (konturit) jelentőségéről tanúskodik. A Gorba-hátság igazolása Fogarasinak a reflektált zagyarakra vonatkozó elképzelését látszik hitelesíteni. A pelagicitás mértékének déli irányú növekedéseként értékelhető a lilászvörös márga rétegek gyakoriságának FÜLÖP (1958) által leírt déli irányú relatív

gyarapodása. A jelenség egyúttal a törmelékforrás északias pozícióját erősíti meg.



10. ábra. A Gorba-hátság a késő-jura – berriázi folyamán.  
Fig. 10. The Gorba High in the Late Jurassic and Berriasian.

A Tatabányai-medence déli részének jura-kréta kifejlődése a Gorba-hátság déli irányú lehatárolódását jelzi. A Ta-1329. fúrás tanúsága szerint a mészkő fokozatosan elaleuritósodik, majd elhomokosodik. Ettől északra, mint ahogy a kelet-gerecsei medencétől nyugatra is, növekvő mértékű üledékhézag érzékelhető a rétegsorokban. Ez azt jelenti, hogy a Gorba-hátsághoz kapcsolódó lejtőkön, és magán a hátságon is, jelentős mértékig szünetelt az üledékképződés, ettől nyugatra pedig teljesen megszűnt. A Berseki Márgát felváltó Lábatlani Homokkő a medence északi lejtőjének – esetleg az anyagszolgáltató háttér megemelkedésére visszavezethető – déli irányú progradációját eredményezte. A Kelet-Gerecsében a formáció alsó felében általánossá váló krinoideás, echinoidea törmelékes közbetelepülések a hátságok lépesős leszakadására utalnak. A Gorba-hátság északi részén e jelleg felerősödik és magasabb szintre is jellemzővé válik (Neszmély 4. fúrás). A jelenség a Tatai Mészkő felé való átmenetnek látszik, jóllehet a közvetlen átmenet Neszmély és Tata között – eddigi ismereteink szerint – nem létezik (11/c. ábra). Ennek okaként a későbbi oldaleltolódásos tektonizmus is szerepelhet. Igazolt viszont ez az átmenet a Tatabányai-medencében (Ta 1472. fúrás).

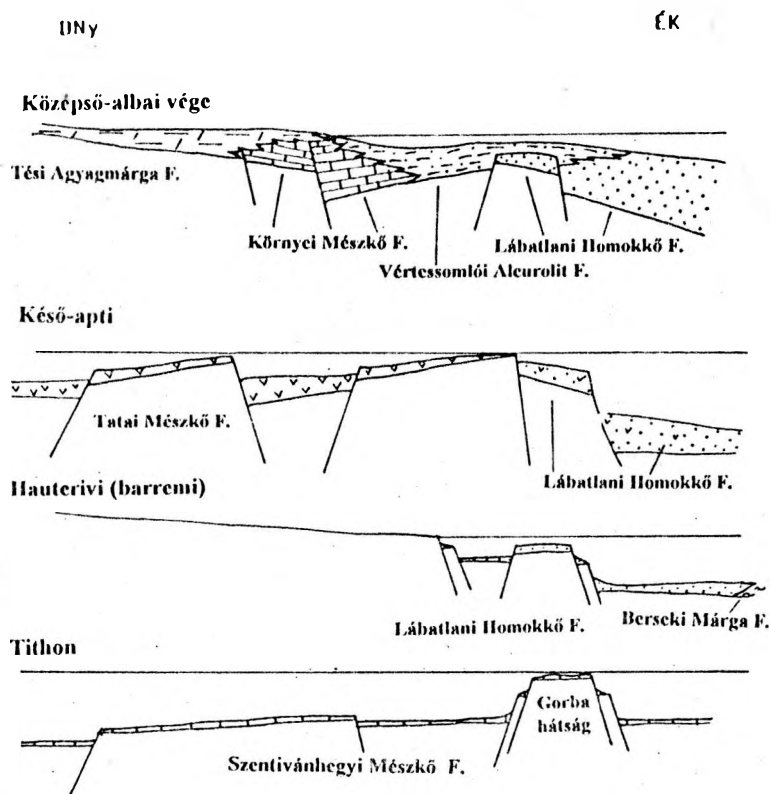
A Köszörűkőbányai Konglomerátum képződése idején, vagy azt nem sokkal megelőzően a gerecsei üledékgyűjtő árkától északias irányban, az obdukált óceáni aljzathoz

déli oldalról csatlakozva urgon fáciesű karbonát platform fejlődött ki (CSÁSZÁR és ÁRGYELÁN 1994). A tengerszint-változásokhoz vagy viharokhoz kapcsolódó, részben törmelékfolyás, részben turbidites eredetű zoogén mészkő-törmelékek alkotta horizontokat a bennük lévő kevesebb délies makrofauna elem ellenére CZABALAY (jelen füzet-beli cikk) a Környei Mészkővel azonosította. Az orbitolinák alapján GÖRÖG (jelen füzet) a karbonát platformot idősebbnek (gargasi) ítélte. Miután a felső mészkőbreccsa horizontot platform mésziszap zárja, a platform képződési ideje megegyezik a konglomerátum képződési idejével.

A Lábatlani Homokkő batiális eredetével szemben a Tatai Mészkő a sekélytől a mélyszublitorálisig terjedő eredetre utal. Képződése a Dunántúli-középhegység rövid ideig tartó különleges jelentőségű szakaszát képviselte. A kora-kréta elején (vagy közepén) kettészakadt bakonyi és gerecsei üledékképződés ekkor időlegesen egyetlen üledékgyűjtővé kapcsolódott össze (11/c. ábra). A jelenség valószínűleg egy jelentős mértékű tengerszint emelkedéssel hozható összefüggésbe. Ez lehet a magyarázata annak is, hogy a Tatai Mészkő – képződésének nagyobbik részén – rendszerint tekintélyes üledékhézag után, de szinte mindig mélyebb szublitorális környezetben, bázistörmelék nélkül üledett le. Amíg a gerecsei rétegsorokban egyértelműnek tekinthető a jobbára lejtőmenti áramlásokra visszavezethető tekintélyes mértékű üledékhézag, addig Tatán bizonyítottan vehetjük előbb a szárazulati üledékhézagot, majd éppen ilyen biztosra a vastag sztromatolitos kéreggel jelzett tengeralatti üledékgátat. A különböző típusú üledékhézagok elkülönítése és a szárazföldi üledékhézag keleti határának megvonása, minden esetre, külön vizsgálati feladatot jelentene.

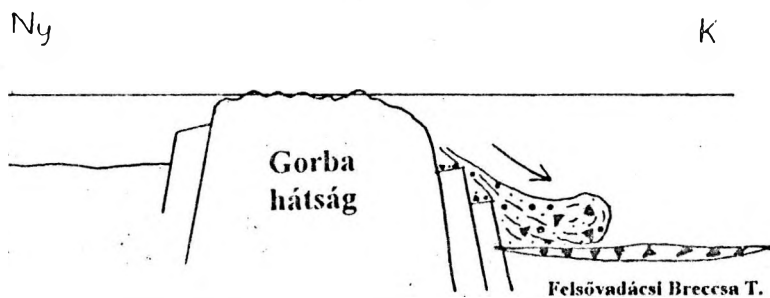
A Tatabányai-medencében és az ennél kissé magasabb térszíni helyzetben lévő, de az apti végén ennek ellenére már ezzel újra egységet alkotó Vértessomlói-medencében a Tatai Mészkőből fokozatos, de gyors átmenettel látszik kifejlődni a Vértessomlói Aleurolit (6. ábra). A Lábatlani Homokkő hiánya a Vértessomlói-medencében azt jelzi, hogy a két medence között a kora-kréta végén és a középső-kréta legelején jelentős mérvű elkülönültség állott fenn. A mai elrendeződésnek megfelelően alapvetően északkeletről és kelet-északkeletről történő szállítást tételezve fel, a Vértessomlói Aleurolitot kiülepítő medencébe jobbára már csak a finomabb frakciójú törmelék jutott el. Ezt a szűrő szerepet erősíthette az ezidőtájt még bizonyosan létező Gorba-hátság és annak esetleges DK-i nyúlványa. A hátság egyértelmű bizonyítéka az Agostyán 2. fúrás nagyvastagságú finomszemcséjű rétegsora, és ebben a gyakori a szinszedimentis lejtőmenti átülepítés (5. ábra). A későbbi horizontális elmozdulások mértékének esetleges jövőbeli meghatározásaitól a fenti modell árnyaltabb megfogalmazása várható.

A Vértessomlói Aleurolit – a mai képződmény és blokk elrendeződést alapul véve – egy ÉÉNy-DDK-i irányú, gyenge vízmozgatottságú sekély (hemipelágikus jellegű) árokban üledett le (13. ábra), melynek nyugati határát a Környei Mészkő lépesős platformja képezte (11/d. ábra). A keleti határ megvonása bizonytalan. A korábbi adatok szerint ez egybe esik a Gorba-hátság



11. ábra. A fejlődéstörténet lépcsőfokait szemléltető elvi szelvények a Vértess-eklétér és a Nyugati-Gerecse között.

Fig. 11. Simplified profiles between the Vértess Foreland and the West Gerecse showing the geohistorical steps of the Early Cretaceous.



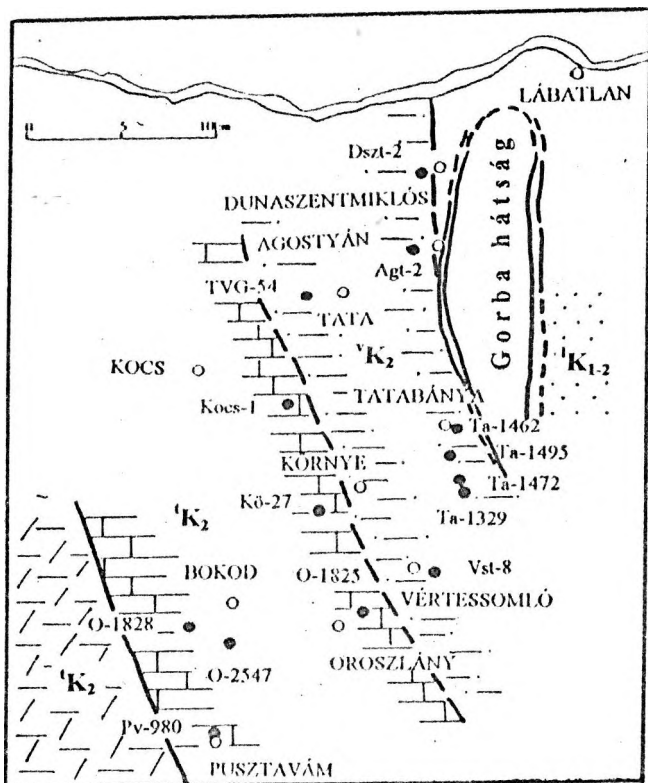
12. ábra. A Felsővadács Breccsa Tagozat képződése.

Fig. 12. The source of the Felsővadács Breccia Member.

nyugati peremével. A legfrissebb megfigyelések szerint képződésének későbbi szakaszában (?) a formáció a Gorba hátságtól K-re eső területeket is elborította, ami az északi forrásterület részbeni vízalákerülésének lehet a következménye. A későbbi horizontális elmozdulások, természetesen, ezt a képet is módosíthatják. Itt látom fontosnak megemlíteni, hogy a jelenlegi modell legfontosabb hiányosságának azt a körülményt tekintem, hogy segítségével nem magyarázható egyértelműen a késő-aptinál idősebb képződményeknek a Gorba-hátságtól nyugatra eső területen való rendkívül korlátozott elterjedése.

A Vértessomlói Formáció a Vértessomlói-medence keleti felében és a Tatabányai-medence egy kis részén fokozatos átmenettel fejlődik ki a Tatai Mészkeből, míg

másutt a Tatai Mészke észrevétlenül megy át a Környei Mészkebe (Környe 27., Oroszlány 1825., 2457. stb. fúrások - 3. ábra). A Tatai Mészke e területen egységesebbnek látszó üledékgyűjtője a térszíndifferenciáció következtében Pustavámtól délnyugatra valamivel az erózióbázis szintje fölé emelkedett, Pustavám és Oroszlány között, Kocs irányában a sekély szublitorális övbe került, míg ettől keletre a Vértessomlói Aleurolit árkáig a Tatai Mészke képződésének szintjében maradt (13. ábra). Ebben a szintben részben folytatódott a krinoideás-echinodermatás biodetritusz képződése, részben a kiemeltebb helyzetű (sekélyszublitorális) övben megtelepedett zátonyépítő és egyéb platform ősmaradvány együttes bemosott törmelékei keveredtek. Az intenzív bioprodukciónak következ



13. ábra. A fácieszónák elrendeződése a Vértess-előtérben és a Nyugat-Gerecseben a kora-albai idején.

Fig. 13. Facies zones in the Vértess Foreland and the West Gerecse in the end of the Early Albian.

tében az előbbi társaságot fokozatosan kiszorították az urgon fácies egyre durvuló méretű törmelékei, majd bekövetkezett a platform progradációja. A Vértessomlói Aleurolit és a Környei Mésző egy keskeny átmeneti zónájában, a platform lejtő lábánál nem ritka a platformról származó néhány cm-es méretű kőzet vagy ősmaradvány törmelék, köztük fúrókagylókat is tartalmazó kisebb korall vagy *Chaetopsis* telep is. A Vértessomlói Vst. 8. fúrásban a Vértessomlói Aleurolit a platformról bemosott biotörmelék formájában egy LST vagy SMST üledéket is tartalmaz.

Már a Környei Mésző képződése idején, valamikor a középső-albai folyamán alapvető változás következett be a törmelék szállítás irányában. A Bokodtól nyugatra létrejött

folyórendszerek növekvő mértékben szállítottak aleurolit és homok frakciójú üledéket, melyek részben homokos mészkő, részben homokkő testek formájában a Környei Mészőben is megjelentek (O. 1825. fúrás). Az urgon fáciesű platform háttérében ennek következtében fokozatosan mocsári környezet alakult ki (11/d. és 13. ábra). A továbbiakban az euszatikus tengerszintváltozás és a növekvő szerepű deltarendszer küzdelme határozta meg az aktuális üledék jellegét. A TST-ek idején az egyre kisebb sótartalmú Tési Agyagmárga egyre kevésbé típusos urgon fáciesű közbetelepüléseket zár magába. Ezt a szakaszt célszerűen Tési-Környei Formációként szoktuk elkülöníteni. A növekvő törmelékbeáramlás elfolytatta a Környei Mésző ma ismert elterjedési területén belül a platform karbonát képződését és nagy vastagságú (150-200m) folyóvízi-mocsári üledék rakódott le. Ennek következménye a Tési Agyagmárga és a Vértessomlói Aleurolit összefogazódása, amit az utóbbiban megjelenő tarka közbetelepülések igazolnak.

A középső-albaiban már a Bakony térségére is kiterjedő süllyedés – talán a kevesebb csapadékra visszavezethető törmelékbeszállítás csökkenésének – hatására a Tési Agyagmárgát rövid átmeneti szakasz után ismét az urgon fáciesű mészkő (Zirci Mésző Formáció) váltotta fel. Előbb rudistás platform (Eperkéshegyi T.), majd kissé megnövekedett vízmozgásra utaló packstone-grainstone szövetű mészkő képződött. A jelenség egy lassan emelkedő tendenciájú tengerszint változással is kapcsolatba hozható.

A bakonyi rétegsorokhoz mérten sem vastagságában, sem kifejlődési jellegében nem teljes Zirci Mésző fölött a Pénzeskúti Márgának a korábban már említett glaukonitos fáciesű településként látszó mészkő térszínen. Az üledékhézag szárazföldi vagy tengeri eredetében erősen megoszló véleményeket valószínűleg csak célirányos vizsgálatokat követően lehet közös nevezőre hozni. Elméletileg egyik eset sem zárható ki, de mindkét esetben egy hirtelen és jelentős (több tíz, esetleg a száz métert is meghaladó mértékű) tengerszint emelkedéssel kell számolnunk, aminek hatását, nem kétséges, hogy egy hirtelen aljzatsüllyedés is megnövelte. Ennek során a Pénzeskúti Márga – talán nem is nagy mértékben különböző fáciesű – a mai gerecsei területre is kiterjedt. A bakonyi adatok szerint a félezer métert is elérő formáció tehát elsősorban az egykori Vardar óceán felé rendelkezhetett kapcsolatokkal.

## Zárszó helyett

A szerkezetelemzés nem tartozott a projekt céljai közé, ezért e füzet cikkei – FOGARASI esetenkénti megjegyzéseitől eltekintve, a tárgykörrrel nem is foglalkoznak. Nem hagyhatjuk azonban említés nélkül a Vst. 8. fúrás (6. ábra) szerkezetföldtani jelentőségét. A Vértessomlói-medencét észak felől lezáró K-Ny-i irányú vonalat valamennyi, itt nem idézendő szerkezetelemzés egyértelműen és kizárólag horizontális elmozdulással magyarázza. A fúrásban a Tatai Mésző közel száz m vastag szakasza

feltolódásként jelenik meg a több mint 120 m vastag Vértessomlói Aleurolit fölött, amely itt folyamatos átmenettel fejlődik ki a Tatai Mészőből. A horizontális egymás mellé kerüléssel szemben a feltolódás tényét igazolja még a nagy tömegű csúszási karc is, amelynek domináns voltát a fúrási rétegszlop mellett feltüntetett adatok is jelzik (6. ábra). Az intervallumok közötti D betűk a változatos dőlésszögű törési sík dőlésével egyező irányú, az F betűk a törési sík dőlésével szöglet bezáró,

míg a V betűk a törés síkjának csapásával egyező irányú karcokat jelölik. Számottevő mennyiségű vízszintes irányú karc gyakorlatilag csak a felső 40 m-ben fordul elő.

Általánosabb érteként ide kívánkozik még annak említése is, hogy a Környei Mészkö és a Vértessomlói Aleurolit összefogazódási vonalának lefutásában a kizárólag horizontális irányúnak ítélt vonal nem okoz el-

tolódást. Hasonlóképpen nehezen érthető a D-Gerecsében és a Budai-hegységben a Budaörsi Dolomit, valamint a Nagycsákány vonulatban a Földolomit vonalmenti ismétlődése. Az eredmények sorában tehát – melléktermékként – az apti és eocén közötti (valószínűleg szubhercini) kompressziós mozgás tényét is felsorakoztathatjuk.

## Köszönetnyilvánítás

Az adatgyűjtésben és a rajzok előállításában nyújtott segítségéért CSEREKLEI Erikának, egy ábra számítógépes

előállításáért PAULHEIM Gáspárnak tartozom köszönettel.

## Irodalomjegyzék

- ÁRGYELÁN, G. B. (1989): Detrital framework analysis of Lower Cretaceous turbidite sequence of Neszmély-4 borehole (W. Gerecse Mts., Hungary). – *Acta Mineralogica Petrographica* 30, 127–136.
- ÁRGYELÁN, G. B. (1992): Chemical investigations of detrital chromian spinels of Cretaceous elastic formations of Gerecse Mountains, Hungary. – *Terra Nova Abstract, Supplement 2*, 3.
- ÁRGYELÁN G. B. (1993): A gerecsei kréta törmelékes összlet petrográfiai és petrológiai vizsgálata (Egykori óceáni képződmények rekonstrukciójaa törmelékes alkotók alapján). Egyetemi doktori disszertáció, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest. 186 p.
- BALLA Z. (1981): Magyarországi kréta-paleogén képződmények geodinamikai elemzése. – *Általános Földtani Szemle* 16, 89–144.
- CLAVEL, B., BUSNARDO, R., CHAROLLAIS, J. & SCHROEDER, R. (1992): Sequence stratigraphy: a paleontological approach for the Lower Cretaceous. – *In: Sequence Stratigraphy of European Basins, Abstract volume*, 478–479, Dijon
- CSÁSZÁR G. (1978): A Tési Agyagmárga vázlatos fáciesértelmezése. – *Földtani Közlöny*, 108, 328–342.
- CSÁSZÁR G. (1986): Dunántúli-középhegységi középső-kréta képződmények rétegtana és kapcsolata a bauxitképződéssel. – *Geologica Hungarica Series Geologica* 23, 295.
- CSÁSZÁR, G. & ÁRGYELÁN, B. J. (1994): Stratigraphic and micromineralogic investigations on Cretaceous Formations of the Gerecse Mountains, Hungary and their palaeogeographic implications. *Cretaceous Research* 15, 417–434.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. (1979): 1978: Review of the Facies and Palaeogeography of the Cretaceous in Hungary. – *In: Aspekte der Kreide Europas* (ed. WIEDMANN), IUGS Series A, No 6: 413–424, Stuttgart.
- CSÁSZÁR, G. & HAAS, J. (1984): The Cretaceous in Hungary: a review. – *Acta Geologica Hungarica* 27, 417–428.
- CZABALAY L. (1983): A Környei Mészkö Formáció kagyló- és csigafaunája. – *MÁFI AD*. 30 p.
- CZABALAY L. (1983): A Köszönikőbánya kréta kagyló- és csigafaunája. – *MÁFI AD*. 7 p.
- FAUPL, P & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals and paleogeographic implications. – *Cretaceous Research* 13, 387–403.
- FÉLEGYHÁZY, L. & NAGYMAROSY, A. (1991): New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains (Hungary). – *Geologica Carpathica* 42, 123–126.
- FOGARASI A. (1993): Egy tengeralatti lejtő elemző üledék-földtani és ciklussztratigráfiai vizsgálata a Gerecse hegységben. – *Szakkolgozat, ELTE, Általános és Történeti Földtani Tanszék*, 74 pp.
- FÖZY, I. (1993): Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földtani Közlöny* 123, (4), 441–464.
- FÖZY I. & PÁLFY J. (1992): Jelentés a gerecsei Asszony-hegy és Szel-hegy jura szelvényeinek biosztratigráfiai vizsgálatáról. Kézirat, – *MÁFI AD*, Budapest.
- FÜLÖP J. (1958): A Gerecse-hegység kréta képződményei. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* 11, 124 pp.
- FÜLÖP, J. (1975): The Mesozoic basement horst blocks of Tata. – *Geologica Hungarica, Series Geologica* 16, 121 pp.
- FÜLÖP J., HÁMOR G., HETÉNYI R. és VÍGH G. (1960): A Vértesi-hegység juraidőszaki képződményei. – *Földtani Közlöny* 90, 15–26.
- GÖRÖG Á. (1993): Orbitolina-félék (nagyforaminiférák) megjelenése a magyarországi alsó- és középső-kréta képződményekben. – *Öslénytani Viták* 39, 51–72.
- HAAS, J. & CSÁSZÁR, G. (1987): Cretaceous of Hungary: Paleogeographic implication. – *Rendiconti della Societa Geologica Italiana* 9, (2), 203–208; (1986).
- HAO, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. – *Science* 235, 1156–1167.
- HORVÁTH A. (1977): Az öslénytani vizsgálatra átadott N-4 fúrásmintákból... kezdetű, cím nélküli jelentés. – *MÁFI AD*, 1, Budapest.
- HORVÁTH A. (1978a): A Neszmély N-4 sz. fúrás makrofaunisztikai meghatározása. – *MÁFI AD*, 4 pp. Budapest.
- HORVÁTH A. (1978b): Pótlás a Neszmély, N-4 sz fúrás makrofaunisztikai meghatározásához. – *MÁFI AD*, 1, Budapest.
- JACQUIN, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H. & VAIL, P. R. (1991): Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting: study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines. – *Marine and Petroleum Geology* 8, 2, 122–139.
- JUHÁSZ M. (1978): A Neszmély-4. sz. fúrás palinológiai vizsgálata. – *MÁFI AD*, 4 pp. Budapest.
- KAUFFMAN, E. G. & SOHL, N.F. (1974): Structure and evolution of Antillean Cretaceous Rudist Frameworks. – *Ver-*

- handlungen Naturforschende Gesellschaft, Basel, 84, (1), 399-467.
- KAZMÉR, M. (1987): A Lower Cretaceous, subnubine fan sequence in the Gerecse Mts., Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Lorando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 27, 101-116.
- KAZMÉR, M. (1988): Lower Cretaceous facies zones in Bakony unit of Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Lorando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 28, 161-168.
- LEERVELD, H. (1992a): Mid-Cretaceous dinoflagellate cysts of Hungary. – Abstracts, 6th Congress on the Geology of the Aegean, Athens, May 25-27, 1992; 6th Annual Meeting of IGCP Project 262, 11.
- LEERVELD, H. (1992b): Dinoflagellate cysts of well Vértessomló-8. Kézirat, – MÁFI AD, 17 pp. Budapest.
- LEIKES, Gy. (1990): Microfacies study of the Tata Limestone Formation (Aptian) in the northern Bakony Mountains, Hungary. – *Cretaceous Research* 11, (3), 273-287.
- NAGY I. (1987): Jelentés a Környe-26. és 27. valamint a Kocs-5 sz. fúrás anyagának Calpionellidae és *Calosina* vizsgálatáról. – MÁFI AD, 5 pp. Budapest.
- NAGY I. (1988): Jelentés a Tatabánya-1472. sz. fúrás rétegsorának Calpionellidae és *Calosina* – *Stomiosphaera* vizsgálatáról. Kézirat, – MÁFI AD, 6 pp. Budapest.
- POBER, E. & FAUPEL, P. (1988): The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of Eastern Alps. – *Geologische Rundschau* 77, 641-670.
- SCHLAGINTWEIF, F. (1990): Microfaunistic investigations of Hungarian Urgonian limestones (Barremian – Albian). – *Acta Geologica Hungarica* 33, 3-12.
- SZTANÓ O. (1990a): Durvatörmelkes üledékek gravitációs tömegmozgásai egy gerecsei alsókréta tengeraltali csatornakitöltő konglomerátum példáján. – *Általános Földtani Szemle* 25, 337-360.
- SZTANÓ, O. (1990b): Submarine fan-channel conglomerate of Lower Cretaceous, Gerecse Mts., Hungary. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 7, 431-446.
- SZTANÓ, O. & BALDI-BEKI, M. (1992): New data prove late Aptian – early Albian age of Kőszőrűkőbánya Conglomerate Member, Gerecse Mountains, Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Lorando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 31, 155-164.
- VASKÓ-DÁVID, K. (1991): Studies on chromite and its significance in the Lower and Middle Cretaceous of the Tatabánya Basin and Vértes Foreground. – *Acta Geologica Hungarica* 34, 1-2, 111-126.
- VÍGH G. (1984): Néhány bakonyi (tithon) és gerecsei (tithon-berriázi) lelőhely ammonites-faunájának biosztratigráfiai értékelése. – *MÁFI Évkönyv* 67, 210 p.
- VÍGH Gy. (1943): A Gerecsehegység ÉNy-i részének földtani és őslénytani viszonyai. – *Földtani Közlemények* 73, 301-359.