

# Földtani Közlöny

135/4

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2005

# Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat  
folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological  
Society

Vol. 135/4

Budapest  
ISSN 0015-542X

## Felelős kiadó

BREZSNYÁNSZKY Károly  
A Magyarhoni Földtani Társulat elnöke

## Főszerkesztő

CSÁSZÁR Géza

## Technikai szerkesztők

PIROS Olga  
KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes  
Nyelvi lektor: Philip RAWLINSON

## Editor-in-charge

Károly BREZSNYÁNSZKY  
President of the Hungarian Geological Society

## Editor-in-chief

Géza CSÁSZÁR

## Technical editors

Olga PIROS  
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH  
Language editor: Philip RAWLINSON

## Szerkesztőbizottság

Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly  
BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN GIZELLA, FODOR László,  
GRESCHIK Gyula, KÁZMÉR Miklós, MINDSZENTY  
Andrea, VICZIÁN István, VÖRÖS Attila

## Editorial board

Chairman: Károly BREZSNYÁNSZKY  
Gizella BAGOLY-ÁRGYELÁN, László FODOR,  
Gyula GRESCHIK, Miklós KÁZMÉR, Andrea  
MINDSZENTY, István VICZIÁN, Attila VÖRÖS

## Főtámogató

MOL Rt.

## Sponsor

MOL Rt.

A kéziratokat az alábbi  
cívre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1442 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1442 Budapest, P. O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans)  
**Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és  
Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

# Az alsótelekesi gipsz-anhidrit dóm szerkezete

## *The structure of the gypsum-anhydrite dome at Alsótelekes*

ZELENKÁ Tibor<sup>1</sup> – KALÓ János<sup>2</sup> – NÉMETH Norbert<sup>1</sup>

(14 ábra)

*Tárgyszavak:* evaporit-tektonika, Darnó-zóna, gipsz, anhidrit  
*Keywords:* evaporite tectonics, Darnó Zone, gypsum, anhydrite

### Extended abstract

The Alsótelekes gypsum open pit has been working since 1987 and gives an insight to special features of evaporite tectonics in the Rudabánya Mountains. The evaporitic gypsum-anhydrite deposit was formed in the Late Permian but the present structure evolved during the Early Miocene movements of the Darnó sinistral strike-slip zone in a pull-apart basin. The diapiric dome uplifted in an extension phase was overprinted by the imbrication of a later closure. These events produced a deposit in an advantageous thickness and position for mining.

The present open pit explores the western side of a dome structure elongated NE–SW. In the upper 30–35 m of the evaporitic complex in the pit mainly gypsum with laminated black mudstone and anhydrite stripes can be found while under it there is a laminated dolomite-stripped anhydrite. In some enclosed blocks and in lateral or overlying contact with the evaporitic complex black shale, limestone and dolomite are also present. Lower Miocene continental variegated clay lies on the top of the evaporitic complex. Under it and partly in it several diapirs or mushroom-shaped intrusions of 10–20 m diameter with steep or vertical lamination are explored (Fig. 3, 4). The laminated gypsum (which is the most prevalent type) shows at every part of the pit well-developed signs of ductile flow. Anhydrite pebbles in the laminated gypsum have in some cases  $\delta$ -tails showing the direction of the tectonic transport (Fig. 10). Although the lamination may be an original sedimentary feature it is completely transposed into a new foliation containing conical sheath folds. The dip angle has sudden changes from moderate to almost vertical in some zones. The pattern of the dips measured in the pit outlines a set of conical folds with subvertical axes (a diapiric structure) which corresponds to the second-order folding of a dome (Fig. 7). On the top of the diapirs the lamination is almost horizontal and bends over them like over a bootlast. The typical axis direction of the horizontal folds is around 60° or 240° corresponding to the elongation of the dome.

In the S part of the pit there is a NNW-dipping fault zone with several blocks of dark limestone and with some serpentinite-diabase clasts. Gypsum is brecciated at the contact and the movement planes on the limestone have slickenlines indicating SSE to SSW-vergent thrusting. In the gypsum on the N side of this zone there are 10 m-scale SSE-vergent cylindrical antiforms (Fig. 11) overprinting the sheath folds. On the NW side Steinalm Limestone blocks are also in an overthrust position over gypsum, shale and Miocene variegated clay. These blocks contain several movement planes with slickenlines. The older set of slickenlines indicates a NNW–SSE extension with normal faulting, while the younger set shows shortening in the same direction, corresponding to the present position of the blocks (Fig. 12).

The summary of this paper was published in English in two volumes of conference proceedings: of the ESSE WECA 2004 (ZELENKÁ et al. 2005a) and of the 3th CETEG conference (ZELENKÁ et al. 2005b).

<sup>1</sup>Miskolci Egyetem, Földtan Teleptani Tanszék, 8515 Miskolc, Egyetemváros

<sup>2</sup>Rudagipsz Kft.

## Összefoglalás

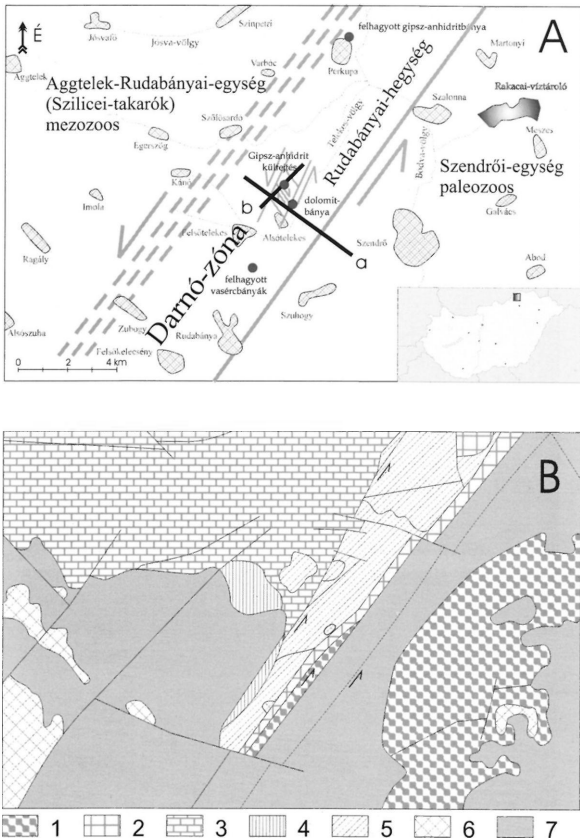
Az alsótelekesi gipsz-anhidrit külfejtés 1987 óta működik, és bepillantást nyújt a rudabányai-hegységi evaporit-tektonika jellegzetességeibe. Az evaporitos gipsz-anhidrit telep a késő-permben rakódott le, de korábbi szerkezetalakulása után jelenlegi szerkezete a kora-miocénben, a Darnó-zóna menti balos oldaleltolódások során alakult ki egy széthúzó süllyedékekben. A tágulási fázisban kiemelkedett diapírdómot a süllyedék későbbi bezáródása során végbement pikkelyeződés bélyegezte felül. Mindezek az események a bányászat számára kedvező vastagságú és felszínközeli helyzetű nyersanyagtelepet hoztak létre.

## Bevezetés

A Rudabányai-hegység egy DNy-ÉK csapású dombvonulat Borsod megyében (1. ábra), mely Észak-Magyarország egyik jelentős mozgási zónájában, az itt 4–5 km széles Darnó-zónában (ZELENKA et al. 1983) fekszik. Metaszomatikus érctelepei – főként réz- és vasérc – a középkor óta ismertek és bányásztak, de napjainkra az ércbányászat befejeződött a területen.

Az Aggteleki-hegységből már korábban ismert evaporitos összletet a Rudabányai-hegységben elsőként vasérckutató fúrásokban (At-1 – At-4) találták meg 1950-ben Alsótelekes határában. Később a hegység több más pontján is rábukkantak erre a képződményre. 1952-ben a Perkupa-I fúrás egymásra pikkelyezett anhidrit-, agyagpala- és szerpentinesedett ultrabázisos metavulkanit-testeket tárt fel, amelyeket DK-i vergenciájú feltolódásokkal létrejött szerkezetként értelmeztek (MÉSZÁROS 1957). 1957 és 1985 között az ebben a szerkezetben nyitott, négyzintes perkupai földalatti bányából több, mint 1 Mt anhidritet termeltek ki, melyet talajjavítási célra használtak fel. 1954–55-ben Rudabányán a Barbara bányaterületen mélyült Rb-400 szerkezetkutató fúrás vasérces tömzsök alatt, tektonikus érintkezéssel 600–950 m között anhidrites dolomit-, mészkő- és agyagpala-közbetelepüléssel, gyúrt rétegeket tárt fel (PANTÓ 1956). Ez arra utal, hogy a permi evaporit összlet a Rudabányai-hegység alatt is folytatódik.

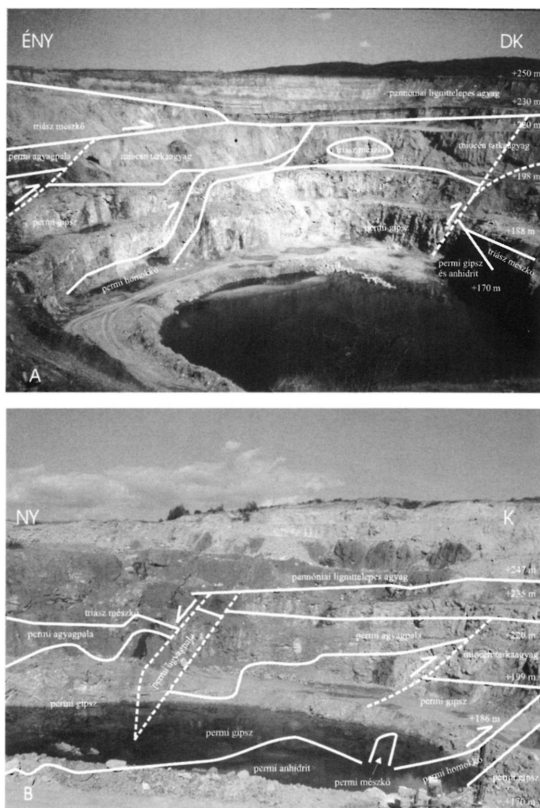
1961 és 1965 között Alsótelekes és Szuhogy között mélyült szerkezetkutató fúrások a Rudabányai-hegység ÉNy-i előterében nagy (az At-478 és az At-462 több, mint 400 m) vastagságban, tektonikus érintkezésekkel harántoltak gipsz- és anhidritrétegeket (HERNYÁK et al. 1969). A MÁFI és az ELGI 1980-tól az Aggtelek–Rudabányai-hegységben komplex földtani-geofizikai vizsgálatokat végzett (LESS et al. 1988; GRILL 1989), és elkészült a területre a gipsz-anhidrit előfordulások előrejelzése (GRILL & SZENTPÉTERY 1988). A vizsgálatok során Alsótelekestől K-re a nagyfrekvenciás, sekély behatolású szeizmikus mérések az evaporitos összlet felszínközeli helyzetét jelezték (ALBU et al. 1984). 1983 és 1986 között kutatófúrásokkal is sikerült igazolni a gipsztest kedvező elhelyezkedését, amit a Nagy-völgyben alig néhány m vastag miocén–pannóniai üledék takart. A külszíni bányászatra alkalmas terület lehatárolására előbb szelvények mentén, majd 25×25 m-es hálózatban készültek kutatófúrások. Eddig 230 kutatófúrás, felszíni geoelektromos (ellenállás- és gerjesztett potenciál-) mérések (VERŐ & MILÁNKOVICH 1983), valamint az 1987-ben megnyitott külfejtés tárta fel a diapírjellegű evaporit-tektonikai jelenségeket mutató gipsz-anhidrit-agyagpala-homokkő-mészkő-dolomit kőzetegyüttest kb. 0,25 km<sup>2</sup> területen, a +160 és +205



1. ábra. (a) A Rudabányai-hegység vázlatos térképe a Darnó-zónával és a 4. ábra szelvényeinek (a és b jelű vonalak) hozzávetőleges elhelyezkedésével. A zóna DK-i határa éles, ÉNy-i széle nem jelölhető ki egyértelműen. (b) A terület tektonikai vázlata LESS et al. (2004) nyomán. Jelmagyarázat: 1. Upponyi és Szendrői Paleozoikum, 2. Tornai-egység, 3. Szilicei-takaró s.s., 4. Szőlőszárdi-egység, 5. Bódvai-takaró, 6. paleogén üledékek, 7. neogén üledékek és riolituffa

Fig. 1 (a) Sketch map of the Rudabánya Mountains with the Darnó zone and approximate position of the cross-sections of fig. 4 (lines marked with a and b). The SE boundary of the zone is sharp, while the NW boundary is indefinite. (b) Tectonic scheme of the area after LESS et al. (2004). Legend: 1. Upponyi and Szendrői Paleozoic, 2. Torna (Torna) Unit, 3. Szilice (Silica) Nappe s.s., 4. Szőlőszárdi-egység, 5. Bódvai-takaró, 6. Paleozoic sediments, 7. Neogene sediments and rhyolite tuff

m tszf. magasságú szintek között (2a, 2b. ábra). A bányából eddig mintegy 2 millió tonna nyersanyagot termeltek ki (SÓVÁGÓ 2001). A jó minőségű, kristályos gipszből (>70%  $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ ) égetett gipszet és gipszkartongyártási alapanyagot készítettek. Az ennél gyengébb minőségű laminites és breccsás gipsz, valamint az anhidrit elsősorban cementgyártásnál került felhasználásra (1. táblázat).



2. ábra. Az alsótelekesi gipsz-külfejtés ÉK-re néző látképe, 2002. (A) és ÉNy-ra néző látképe, 2004. (B).  
Fig. 2 NE-looking overview of the Alsótelekes gypsum-anhydrite open pit, 2002. (A) and NW-looking overview, 2004. (B)

1. táblázat. Az alsótelekesi gipsztípusok kémiai és ásványtani összetétele. A kémiai adatokat az OÉÁ rudabányai, az ásványtani adatokat az OÉÁ egri laboratóriuma mérte (CSILLAG & RADOVITSNÉ 1987)

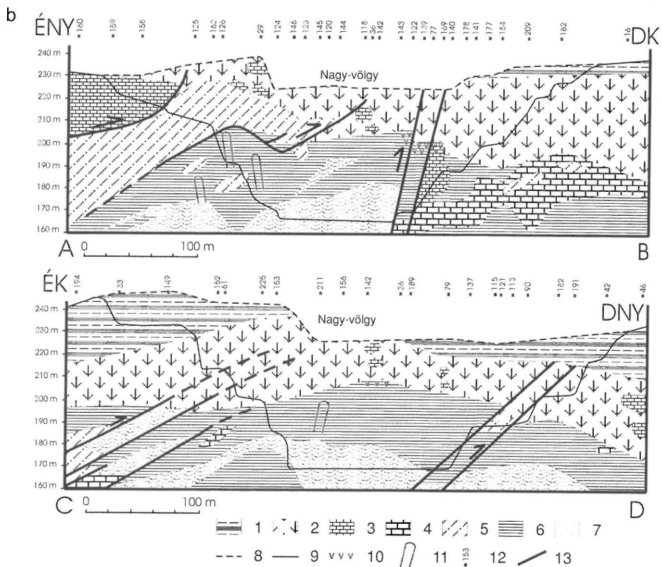
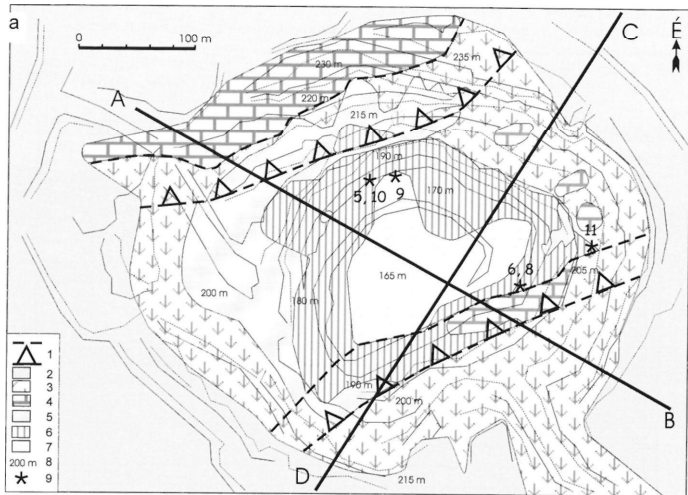
Table 1. Chemical and mineralogical composition of the gypsum types at Alsótelekes. Chemical data measured in the Rudabánya laboratory, mineralogical data in the Eger laboratory of the OÉÁ (Hungarian Ore- and Mineral Mining Co) in 1987

Kémiai összetétel %	Laminites gipsz	Szemcsés szelenites gipsz	Breccsás, kavicsos gipsz
SiO <sub>2</sub>	1,2 – 8,6	2,2 – 3,55	4,05 – 10,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1 – 0,52	0,12 – 0,26	0,12 – 1,01
CaO	26,63 – 31,54	28,7 – 32,53	25,23 – 29,44
MgO	1,61 – 2,72	0,4 – 2,81	1,92 – 6,35
CO <sub>2</sub>	2,17 – 4,02	1,17 – 2,57	1,95 – 14,60
SO <sub>3</sub>	36,70 – 43,50	40,3 – 44,05	30,39 – 40,13
Fe	0,2 – 1,0	0,2 – 0,8	0,20 – 1,10
Izz. vesz. 60°C	0,02 – 0,25	0,04 – 0,07	0,07 – 0,15
Izz. vesz. 225°C	15,18 – 18,71	16,98 – 18,38	12,43 – 16,79
K <sub>2</sub> O vízdoldható	0,2 – 1,0	0,2 – 0,9	1,0 – 1,35
Na <sub>2</sub> O vízdoldható	0,01 – 0,02	0,01 – 0,02	0,01 – 0,02
Ásványos összetétel %			
gipsz	77 – 92	85 – 93	64 – 85
anhidrit	0,5 – 6	0,5 – 5	1 – 7
karbonát	4	0,5	4 – 15
magnezit	4 – 5	3 – 4	5
muszkovit	10	5 – 7	10 – 13
pagioklász	3	1 – 2	3
kvarc	2	1 – 2	1 – 10
pirit	-	-	1
szerpentin	-	-	2 – 10

Az eddigi kutatások során a területen elsősorban a művealó gipsz-anhidrittelep lehatárolására törekedtek, és mindeddig nem született szerkezetföldtani értelmezés, noha a külfejtés (2. és 3. ábrák) hazánkban egyedülálló lehetőséget kínál az evaporitos összlet szerkezeti jellemzőinek tanulmányozására. Vizsgálataink a korábbi fúrások és geofizikai kutatások dokumentációjának feldolgozására és bányabeli észlelésekre – a jelenségek leírására és szerkezeti iránymérésekre – terjedtek ki. Célunk a kőzetegyüttes szerkezetének részletes megismerése és annak kialakulására vonatkozó modell megalkotása volt a tágabb tektonikai környezetre, mindenekelőtt a Darnó-zóna menti elmozdulásokra való tekintettel.

### Földtani képződmények

A Darnó-zóna DK-i pereme a Rudabányai-hegységben a paleozoos Szendrői-egység és a főként takarós szerkezetű, mezozoos képződményekből álló Aggtelek–Rudabányai-egység („Szilicei takaró”, FÜLÖP 1994) határa, ÉNy-i széle vízszint határozatlan, mert ez utóbbi egységen belül számos önálló vetőt és vetőszeletet (két vető között együtt mozgó blokkot) tartalmaz. A Telekes-völgy





Alsótelekes alatti szakasza is egy a zóna csapásával közel párhuzamos vető mentén alakult ki. A völgy DK-i oldalán triász (Gutensteini Formációba sorolt) dolomit van a felszínen, míg az ÉNy-i oldalt pannóniai és neogén üledékek borítják. A felszíni geoelektromos (ellenállás- és gerjesztett potenciál-) mérések (VERŐ & MILÁNKOVICH 1983) az alsótelekesi dolomitbánya mellett az ÉNy-i oldalon mindössze 20–50 m üledéktakaró alatt már az evaporitrétegek jelenlétét mutatták. A nagy-völgybeli gipsz-külfejtés ettől a vetőtől néhány száz m-re fekszik.

Rétegtanilag az evaporitos képződmények a szilicei rétegsorok legelső ismert egységébe, a késő-permi Perkupai Evaporit Formációba tartoznak (KOVÁCS et al. 1988); a formáció leírását lásd FÜLÖP (1994) Perkupai Anhidrit Formáció néven. A Szilicei-takarók e formáció báziselníródási szintként („décollement horizontként”) viselkedő inkompetens anyagában nyíródtak le eredeti aljzatukról (LESS 2000). A képződmény tipikus lagúnafaciesű üledék, sabkhaszerű fáciesviszonyokkal a magasabb, árapályövi és redukzív körülményekkel a mélyebb vízi kifejlődésű részein. Az evaporitos összetétel jelenlegi felszíni zónája másodlagosan gipszesedett az eredeti anhidritből, ugyanakkor az anhidriten belül előforduló pirités hintésű, esetenként többször 10 m vastag gipsztestek eredetileg is gipszként váltak ki. A gipszrétegek három szöveti típusa különböztethető meg: breccsás, szelenites (durvaszemcsés) és laminites (CSILLAG & RADOVITSNÉ 1987). Az árapályöv lencsés, kiékelődő rétegei homokot és korábban kivált anhidrit hullámvérés által felszakított, cm-es, kevésbé koptatott, lapos kavicsait tartalmazza. A legmagasabb, dagályszint fölé emelkedő részekben vasoxidos vörösrögagylencsék alakultak ki. Az árapályöv alatti rétegek sötét színű, hintett finomszemcsés piritet tartalmazó, olykor bitumenes agyagpalából, szulfát- és karbonátközetekből állnak. Az anhidritben agyagkőtörmelék és dolomit közbetelepülések is előfordulnak. A különféle közettípusok sűrű váltakozása a vízszint ingadozására utal az üledékképződés során. A dolomitos anhidrit mikrorétegzése és a gipsz laminációja valószínűleg évszakos hőmérsékletváltozásokat jelez. A közettípusok részletesebb elemzését MIKLÓS (1987) végezte.

A vizsgált területen a gipsz-anhidrit test valamennyi észlelt határfelülete diszkontinans. Közvetlen fedője miocén szárazföldi tarkaagyagos üledék törmeléként vagy lencsékben előforduló mészkőbreccsával és az evaporitos képződmény

← 3. ábra. Földtani térkép (a) és szelvények (2×-es túlmagasítással) (b) az alsótelekesi gipsz-külfejtésen keresztül. Jelmagyarázat a térképhez (a): 1. feltolódási zónák, 2. pannóniai üledékek, 3. miocén tarkaagyag, 4. triász és paleozoos(?) mészkő, 5. paleozoos agyagpala és homokkő, 6. permi gipsz, 7. permi anhidrit, 8. külfejtési szintek tszf. magassága, 9. ábrák helyei. Jelmagyarázat a szelvényekhez (b): 1. pannóniai üledékek, 2. miocén tarkaagyag, 3. triász Steinalmi Mészkő, 4. sötét mészkő (paleozoos?), 5. paleozoos agyagpala és homokkő, 6. permi gipsz, 7. permi anhidrit, 8. eredeti felszín, 9. jelenlegi felszín, 10. karsztosodás, 11. diapírok, 12. kutatófúrások helye és száma, 13. feltolódási zónák

Fig. 3 Geological map (a) and profiles (with 2× vertical exaggeration) (b) across the Alsótelekes gypsum-anhydrite open pit. Legend to the map (a): 1 thrust zones, 2 Pannonian sediments, 3 Miocene variegated clay, 4 Triassic and Palaeozoic(?) limestone, 5 Palaeozoic shale and sandstone, 6 Permian gypsum, 7 Permian anhydrite, 8 elevation of the open pit levels, 9 position of the figures. Legend to the cross-sections (b): 1 Pannonian sediments, 2 Miocene variegated clay, 3 Triassic Steinalm Limestone, 4 dark limestone (Palaeozoic?), 5 Palaeozoic shale and sandstone, 6 Permian gypsum, 7 Permian anhydrite, 8 original surface, 9 present surface, 10 karstification, 11 diapirs, 12 position and number of boreholes, 13 thrust zones

szintén lencsés, átülepített fekete vagy vörös agyagjával. Az anyag sok helyen tartalmaz fészkekben vagy érkitöltésként tús vagy táblás másodlagos gipszkristályokat. Fáciése és üledékanyaga alapján ez a képződmény az alsó-miocén Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formációval párhuzamosítható, amely Észak-Magyarországon (a Darnó-zóna ÉNy-i oldalán) nagy területen elterjedt. A bányagödör ÉNy-i oldalán, felül több 10 m-es átmérőjű sötét és világos színű mészkőtömbök találhatóak, melyek nem közvetlenül a gipszen, hanem fekete agyagpalán és a tarkaagyagon fekszenek (3a, b. ábra). A jellegzetes nem metamorf, ősmaradványos, világos mészkő a Steinalmi Mészkő Formációba sorolható, amely a Szilicei-takarók rétegsorához tartozik (KOVÁCS et al. 1988). A gipszbe ágyazva máshol is előfordulnak különféle azonosítatlan korú és eredetű, rendszerint sötét színű agyagpala-, homokkő-, dolomit- és mészkőtömbök. A sötét karbonátközetek tartozhatnak a Steinalmi Mészkő F. fekéjét képező Gutensteini Formációba, de paleozoos korúak is lehetnek. A fekete agyagpala legnagyobb tömegben az ÉNy-i oldalon fordul elő, nemcsak a gipsz, hanem a tarkaagyag mellett és fölött, továbbá mészkőtömbök között is. Számos sötét és világos mészkőtömb található a külfejtés DK-i oldalán egy ÉK–DNY-i csapású övezetben. A mészkő itt karsztosodott, és számottevő mennyiségű vizet tartalmazott, amit a bányászat lecsapolt. Ugyanitt magában a gipszben is dolomittörmelékkel kitöltött, karsztos üregek alakultak ki, amit azonban a bányászat már megsemmisített (3b. ábra). Az e zónában mélyült At–26 fúrásból, illetve a külfejtés bejáratánál a miocén bázisáról szerpentinit-törmelékét is leírtunk, ami szálban vagy tömbök formájában nem volt megtalálható.

A legfelső fedőrétegek pannóniai korú, finomszemcsés, tavi-mocsári üledékek több lignitteleppel. A rétegzés közelítőleg vízszintes, de a gipsztest legmagasabb része fölött a lignittelepek enyhe behajlása észlelhető (2. ábra).

### A gipsz-anhidrit test szerkezete

A szerkezet leírására a bányabeli feltárásokon észlelhető jelenségek adnak alapot. A fejtési szintek falain rögzítettük a különböző anyagú kőzettestek érintkezési felületeinek helyzetét. A gipsz mind 10 m-es, mind néhány cm-es léptékben gyüredezettnek bizonyult, ez a csak térképi léptékben kirajzolódó elsőrendű redőre épülő másod-, illetve harmadrendű redőződés. A sok helyen kialakult törmelékfolyások, omlások miatt általában csak 20–100 m hosszú falszakaszok tanulmányozhatóak folytonosan, a külfejtési szintek magassága pedig legfeljebb 10 m. 1990 és 2004 között, több időpontban végzett észlelések során 20 észlelési szakaszon kb. 300 iránymérési adatot jegyeztünk fel. Az érintkezések és a gipsz laminációjának dőlésén túl mértük az átható, jól követhető kőzetrések, továbbá a rajtuk észlelhető mozgási jelek (vetőkarcok, rendezetten növekedett tús gipszkristályok) irányítottságát is.

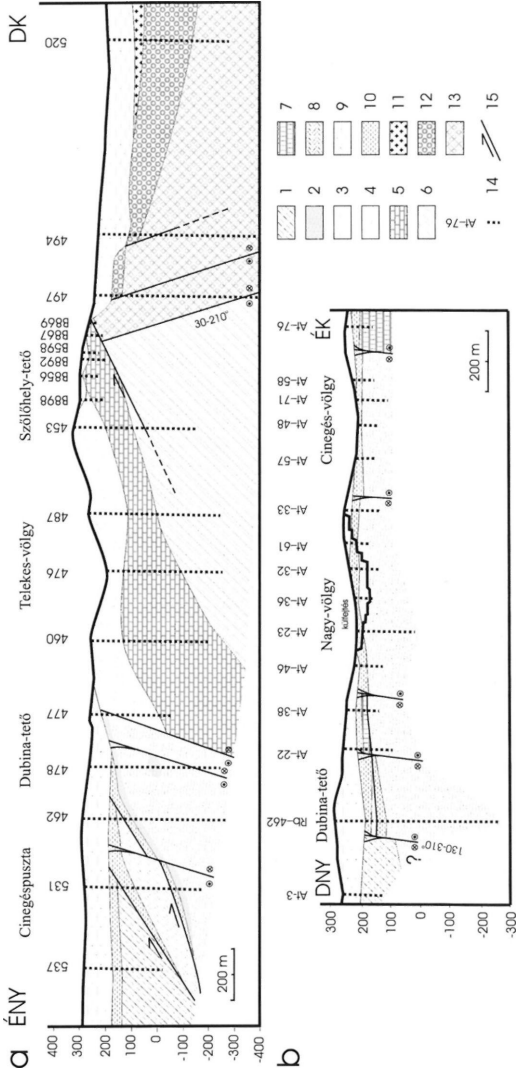
A gipsz-anhidrit kőzettest alakjára vonatkozó információk (a már lebányászott részt is beleértve) elsődlegesen a külfejtés nyitásától készült bányafal-szelvényekből, a 230 db helyi és néhány távolabbi kutatófúrás leírásaiból, valamint a geofizikai szelvényekből állnak rendelkezésre. Ezek alapján az evaporitok

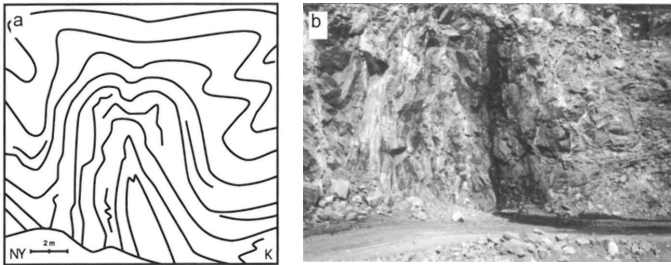
felszínközeli kivastagodása kb. 1 km<sup>2</sup>-es kiterjedésű. A 4. ábrán egy Telekes-völgygel közel párhuzamos és arra merőleges szelvényben ábrázoltuk a szerkezeteket. A DK-i (a Telekes-völgygel párhuzamos vető menti) és az ÉK-i oldalon (a Cinegés-völgnél) az elvégződés éles, 100 m-en belüli, míg a többi oldalon fokozatos. Az Aggtelek-Rudabányai hegység Landsat úrfotóján Jósvalfó, Szin, Perkupa és Alsótelekes közelében olyan 2–5 km átmérőjű kettős gyűrűs szerkezetek láthatóak, melyek fúrásokkal vagy bányászattal igazolt felszínközeli gipsz-anhidrit testeket tartalmaznak (FEGYVÁRI et al. 1990). Ezek egyike a bányászott alsótelekesi előfordulás, amely értelmezésünk szerint a bányabeli magasabbrendű (feltárás léptékű) redőződésnek (pl. 6. ábra) megfelelő stílusú, DK és ÉK felől vetőkkel határolt, ÉK–DNy-i irányban megnyúlt dómszerkezet.

A jelenlegi külfejtés (3. ábra) a dóm DNy-i szárnyát tárja fel. Az evaporitos képződmények felső 30–50 m-ében főleg laminites, fekete agyagköves, anhidritcsíkos gipsz található, míg alatta laminites, dolomitcsíkos anhidrit települ homokkő- és agyagalencsékkel. Számos meredek vagy függőleges laminációt mutató, 10–20 m átmérőjű diapír vagy gomba alakú benyomulás egy-egy részlete figyelhető meg benne (3b. és 5. ábra). A laminites gipsz (ami a leggyakoribb szöveti típus) a fejtésben mindenhol a képlékeny anyagáramlás látványosan kifejlődött jeleit mutatja. Bár a laminációt üledékes eredetű jellemvonásként értelmeztük, a rétegzés jelenlegi formájában teljesen áthelyeződött (transzponálódott), izoklinális vagy közel izoklinális, dm-nagyságrendű hasonló redőket formálva, ami itt a harmadrendű redőződés (6. ábra). Ezek a redők keresztmetszetükben hengeresnek tűnhetnek, de jellemzően kúpos, nyelv alakú redők. A laminák általában folytonosak, olykor kisebb törmeléksemcséket körülölelő mintázattal, de a nagyobb beágyazott mészkő- és homokkőtesteknél ez a folytonosság sok esetben megszakad. A rétegdőlés a kevésbé meredekből egyes zónákban hirtelen csaknem függőlegesre változik, ami gipszdiapírok helyét jelzi. A bányagödörben mért rétegdőlések a sztereogramon közel függőleges tengelyű kúpos redőket (diapír-redőket) rajzolnak ki (7. ábra), ami egy (elsőrendű) dómszerkezet másodrendű redőződésének felel meg. A diapírok tetején a rétegzés közel vízszintessé válik, és a diapír tetejére kaptafaszerűen hajlik rá (5. ábra). Mivel az adatok a dómszerkezet DNy-i oldaláról származnak, ÉK-i irányú dőlést csak ritka esetben mérünk, és mivel a dóm kb. ÉK–DNy-i irányban megnyúlt, az e körüli csapásirány fordul elő a leggyakrabban.

A m-10m-es nagyságrendű, nyelv alakú redők magjaiban breccsás gipsz, valamint sötét mészkő- és dolomittörmelék jelenik meg (8. ábra). A breccsás gipsz szintén kompetens a laminites típushoz képest. E redők körül a gipszben hagymahéjszerűen görbült lamináció-felületek menti elválás alakult ki. E redők közel vízszintes, legjobban észlelhető példányainak jellemző megnyúltsági iránya 60°–240° körüli a dóm megnyúltságának megfelelően. Ahol hasonló léptékű függőleges tengelyű diapír-redőződéssel vagy későbbi redőződéssel együtt fordulnak elő, az hullámos interferencia-mintázatot eredményez.

Mivel a bányászat a gipsz feltárására és kitermelésére irányul, anhidrit csak kisebb felületen, főként a külfejtés alján van feltárva. Az anhidrit szintén finomrétegzett, és rétegdőlése a gipszhez hasonlóan változó, de a kisléptékű, harmadrendű redőződése ritkán észlelhető, és ha igen, az más stílusú: a rétegzés





5. ábra. Diapirszerkezet laminites gipszben, rajz (a) és fotó (b)

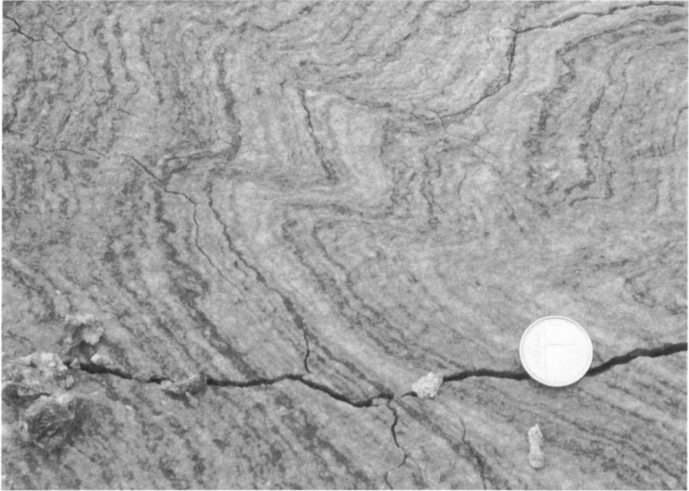
Fig. 5 Diapir-structure in laminated gypsum, drawing (a) and photograph (b)

enyhe ívben hajlik meg, nincsenek a redőkben hegyes csuklók (9. ábra). Ha gipszsel együtt fordul elő, kompetens anyagként viselkedik. A laminites gipszbe ágyazott anhidritkavicsok sok esetben  $\delta$ -klasztok, melyek a tektonikus transzport irányát jelzik (10. ábra). Ez egy diapír tetőrészénél attól kifelé irányuló anyagáramlást jelentett. A lamináció mentén, nyomásárnyékban képződött kitérttel kísért klasztok az anhidritben is előfordulnak (9. ábra alja), ami azt jelzi, hogy az anhidrit is a gipszhez hasonló módon deformálódott.

A laminites gipsz redőződése a hozzá kapcsolódó egyéb kőzettípusokban gyakorta rideg törések kialakulásával jár. A külfejtés D-i oldalán egy ÉÉNy-ra dőlő vetőzóna található (3. ábra) számos mészkőtömbbel, továbbá a perkupaihoz hasonló típusú (MÉSZÁROS 1957) szerpentin- és diabáztörmelékekkel. A gipsz breccsás a mészkővel való érintkezésnél, és a mészkővön megfigyelt mozgási

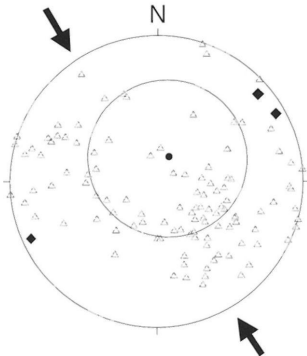
← 4. ábra. Földtani szelvények a Rudabányai-hegység alsótelekesi részén. Az a szelvény HERNYÁK et al. (1969) nyomán készült. A szelvények helyzetét lásd az 1a. és a 13. ábrákon. Jelmagyarázat: Szilicei típusú aljzat: 1. felső-permi agyagpala (Perkupai Anhidrit F), 2. felső-permi gipsz (Perkupai Anhidrit F), 3. felső-permi anhidrit (agyagpala, mészkőbreccsa, homokkő, dolomit lencsékkel és tömbökkel) (Perkupai Anhidrit F), 4. középső-triász dolomit (Gutensteini F), 5. alsó-triász lemezes mészkő, márga (Szinpetri Mészkő F, Szini Márga F), 6. alsó-triász homokkő (Bódvaszilasi Homokkő F), 7. középső-triász mészkő (Steinalmi Mészkő); Rudabánya-típus fedőképződmények: 8. középső-triász dolomitbreccsa, 9. felső-pannoniai lignittelepes agyag, 10. alsó-miocén tarkaagyag (Zagyvapálfalvai Tarkaagyag F?); Upponyi típusú aljzat és fedőképződmények: 11. alsó-miocén riolitufa (Gyulakeszi Riolitufa F), 12. alsó-miocén konglomerátum (Szuhogyi Konglomerátum F), 13. paleozoos kovapala, agyagpala (Tapolcsányi F); egyéb jelek: 14. kutatófúrás helye, mélysége és száma 15. fontosabb vetőzóna

Fig. 4 Geological cross-sections in the Alsótelekes part of the Rudabánya Mts. Section a was drawn after HERNYÁK et al. (1969). Position of the cross-sections: see fig. 1a and fig. 13. Legends: Silicea-type basement: 1 Upper Permian shale (Perkupa Anhydrite Fm), 2 Upper Permian gypsum (Perkupa Anhydrite Fm), 4 Upper Permian anhydrite (with shale, brecciated limestone, sandstone, dolomite lenses and blocks) (Perkupa Anhydrite Fm), 5 Lower Triassic laminated limestone, marl (Szinpetri Limestone Fm, Szin Marl Fm), 6 Lower Triassic sandstone (Bódvaszilasi Sandstone Fm), 7 Middle Triassic limestone (Steinalm Limestone Fm); Rudabánya-type cover: 8 Middle Triassic brecciated dolomite, 9 Upper Pannonian clay with lignite seams, 10 Lower Miocene variegated clay (Zagyvapálfalva Clay Fm?); Uppony-type basement and cover: 11 Lower Miocene rhyolite tuffa (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Fm), 12 Lower Miocene conglomerate (Szuhogyi Conglomerate Fm), 13 Palaeozoic shale, siliceous shale (Tapolcsány Fm); other symbols: 14 depth and number of an exploration borehole, 15 major fault zone



6. ábra. Gyűrődés laminites gipszben

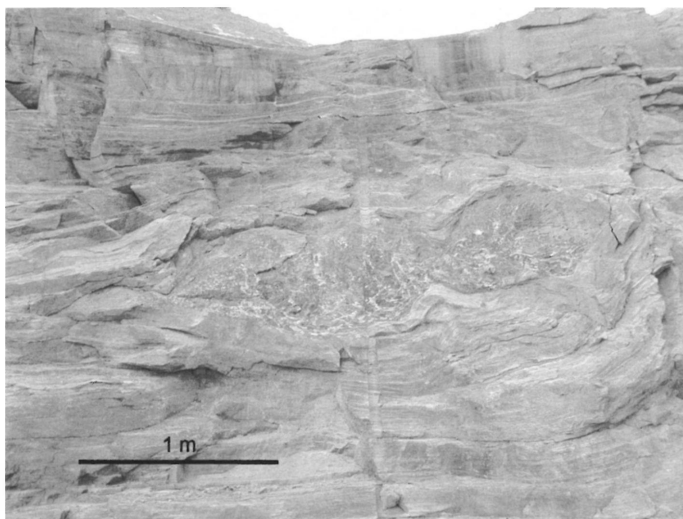
Fig. 6 Folding in laminated gypsum



7. ábra. A gipszbeli lamináció dőléseinek sztereogramja (alsó félgömb, területtartó vetület). A háromszögek a lamináció síkjainak pólusait, a négyszögek második fázisbeli redőtengelyeket, a pólusokra illesztett mellékkör és középpontja a kúpos redők átlagos nyílásszögét és tengelyét, a nyilak pedig a második fázisbeli összenyomás irányát jelölik

Fig. 7 Stereogram of the gypsum lamination dips (lower hemisphere, equal area projection). Triangles indicate lamination plane poles, quadrangles indicate second phase fold axes, best-fit small circle with dot indicates axis and folding angle of the conical folds, arrows show direction of the second phase compression

felületek vetőkarcai DDK-tól DDNy-ig változó irányú feltolódást jeleznek. E vetőzóna É-i oldalán a gipszben 10 m-es léptékű, KDK felé buktatott tengelyfelületű antiformalis redők figyelhetők meg (11. ábra), amelyek a korábbiakkal ellentétben hengerek és kevésbé csúcsosak. Az egyik redő magjában lévő breccsás gipsz a redő tengelyfelületével közel párhuzamos kőzetrésajt tartalmaz, amelyeken a vetőkarcok a redőszárnyon fellépő nyírásnak megfelelő irányú

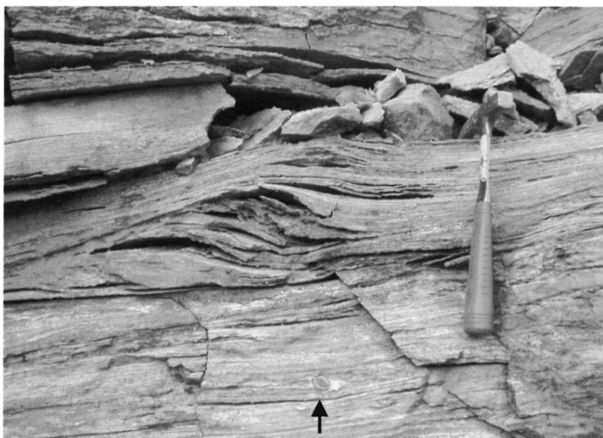


8. ábra. Nyelv alakú redő profilja laminites gipszben, magjában mészkőtörmelékkel

*Fig. 8 Profile of a sheath fold in laminated gypsum, with limestone in the core*

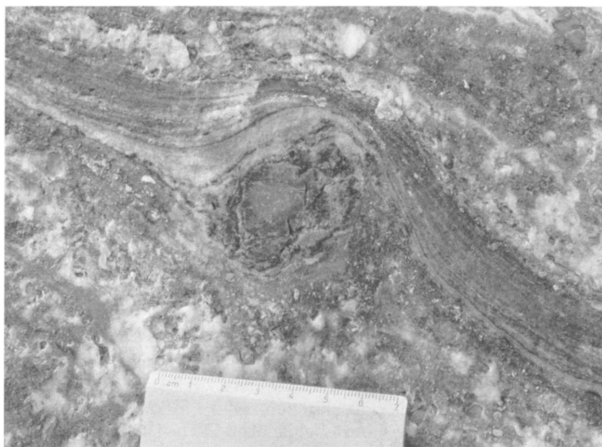
elmozdulást jeleznek. Így e kőzetrésraj voltaképpen dm-es térközű tengelyfelület-menti palásságot jelent a redőben. A kőzetrészek másodlagos tús gipszerekkel vannak kitöltve, melyekben a gipsztűk iránya is a kőzetrés falával párhuzamos, de közel vízszintes, azaz merőleges a helyenként a kitöltés alatt megőrzött karcok alapján megállapítható mozgásirányra. Amennyiben ez is elmozdulás jeleként értékelhető, úgy az a redőzött zóna kőzettömbjeinek az óramutató járásával ellentétes irányú elfordulása miatti balos oldaleltolódás lehet, ami a redő eredeti DDK-i vagy DK-i vergenciájának megváltozásával és a feltolódási irány balos ferde komponensének megjelenésével is járt.

Az ÉNy-i oldalon a triász korú, világosszürke Steinalmi Mészkö és a sötétszürke (Steinalmi vagy Gutensteini) mészkő tömbjei szintén rátolódott helyzetben vannak a miocén és a paleozoos rétegek fölött. Hasonló, miocén üledékekre rátolt helyzetet észleltek a rudabányai Andrassy-I, -II bányarészekben is (MOLNÁR 1967). A mészkőtömbök becsípődött agyagpala-testeket, továbbá számos, m-es vagy annál is kisebb térközű egymásra következő vetőkarcos mozgási felületet tartalmaznak. A vetőkarcok idősebb nemzedéke ritkábban és kevésbé jó megtartással, általában sík, vetőtűkrös felületeken ÉÉNy-DDK-i megnyúlást jelez vetődések kialakulásával, míg a fiatalabb nemzedék részben ugyanezen, részben ezeket elvető, durvább felületeken ugyanebben az irányban rövidülést mutat feltolódásokkal, a tömbök jelenlegi helyzetének megfelelően (12. ábra). A



9. ábra. Enyhén hajlott laminites anhidritrétegek. A kép alján, nyíllal jelölve anhidritklast kitöltött nyomásárnyékkal. A kalapács 28 cm hosszú

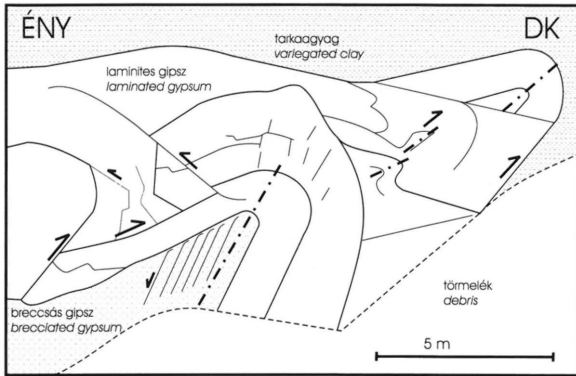
Fig. 9 Slightly bended anhydrite layers. On the bottom of the picture anhydrite clast with filled pressure shadow, indicated with an arrow. The hammer is 28 cm long



10. ábra. Anhidrit  $\delta$ -klast laminites gipszben

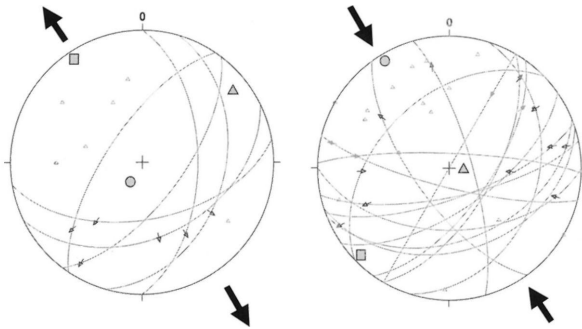
Fig. 10 Anhydrite clast with  $\delta$ -tails in laminated gypsum





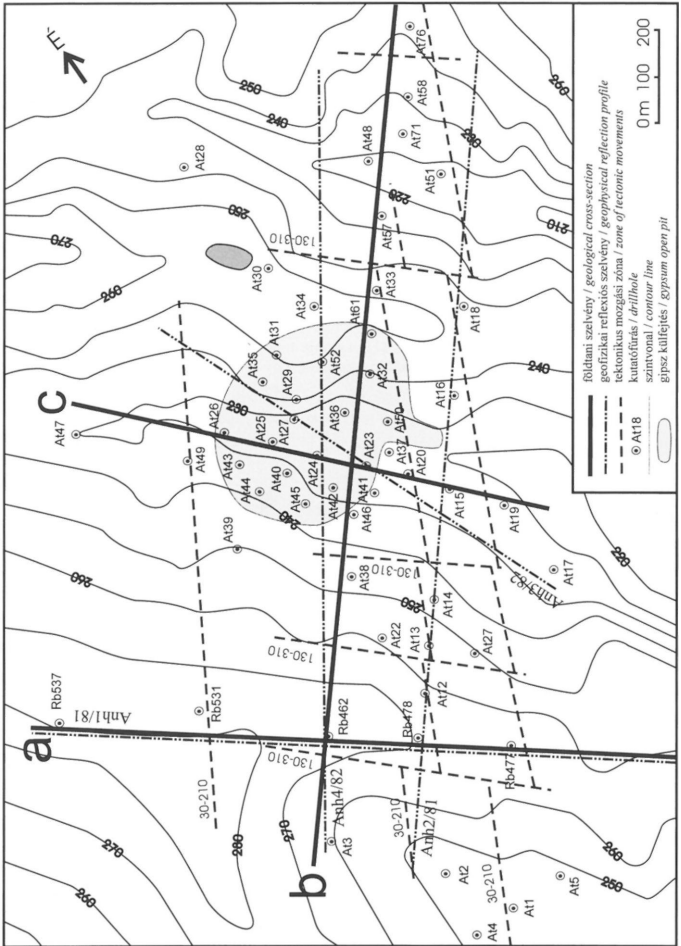
11. ábra. Falrészlet a bányá D-i oldalán. Szelvényrajz fénykép alapján. Feltolódással kapcsolatos redőződés a gipszben. A KDK felé átbuktatott redőformák összetörték és a tarkaagyagra tolódtak

Fig. 11 Wall on the S side of the open pit. Profile based on a photograph. Thrust folding in gypsum. The ESE vergent antiforms were broken into pieces and thrust upon the variegated clay



12. ábra. A külfejtés ÉNy-i oldalán levő Steinalmi Mészköben mért elmozdulások sztereogramja (alsó félgömb, területtartó vetület). A főkörök a mozgási felületeket, a nyilak az elmozdulás irányát jelentik. Baloldalt a korábbi tágulási, jobboldalt a későbbi bezáródási fázis karcai. A szürke kör a legnagyobb, a háromszög a középső, a négyzet a legkisebb főfeszültség szerkesztett irányát jelzi. A szerkesztés P-T diéder módszerrel történt (ANGELIER 1984)

Fig. 12 Stereonogram of the movements in the Steinalm Limestone in the NW part of the pit (lower hemisphere, equal area projection). Major circles indicate movement planes, arrows indicate movement directions. On the left slickenlines of the earlier extension, on the right of the later closure phase. Grey circle indicates the constructed direction of highest principal stress; triangle indicates middle, square indicates lowest principal stresses, respectively. The construction was carried out by the P-T dihedral method (ANGELIER 1984)



bányától DNy-ra ugyanezt a feltolódási övet harántolták az Rb-531 és Rb-462 fúrások (13. ábra), ahol a vízszintesen települő lignites pannóniai rétegsor alatt a miocén törmelékes összletben becspíve glaukonitos (oligocén vagy kora-miocén) homokkő és breccsás triász dolomit több m vastag tömbjei találhatóak meg (4a ábra, HERNYÁK et al. 1969).

### A szerkezetalakulás menete

Az alsótelekesi permii evaporitok általunk észlelt diapirizmusa a Darnó-zóna miocénbeli balos oldaleltolódásával (1b. ábra) (ZELENKA et al. 1983, LESS et al. 2004) áll kapcsolatban, de valószínűleg korábban is jöhettek létre bennük hasonló szerkezetek (LESS 2000). Korábbi szerkezeti mozgásokra utal a serpentinittörmelék jelenléte, ami szálban a közelben nem ismeretes. Ennek az eltolódásnak a függőleges vagy közel függőleges vetői észlelhetők a nagy felbontású sekély reflexiós szelvényeken (ALBU et al. 1984), míg a kevésbé meredek feltolódások nem mutathatók ki. E szelvények és a fúrási adatok alapján a területen a virágszerkezetekkel kísért mozgási síkok két raja rajzolódik ki: az egyik a Darnó-zónával közel párhuzamos, átlagosan 500 m-enkénti, 30–210° csapású balos, a másik 200 m-enként 130–310° csapású jobbos oldaleltolódásokból áll (13. ábra). Ezek együttesen egy Riedel-törérendszer alkotnak, az első raj a szintetikus R, a második az antitetikus R' töréseknek felel meg. Az ábrán legalsó, 30°–210° csapású zóna az evaporitok elterjedési határa az attól DK-re a felszínen is megtalálható triász dolomit felé.

A dóm kialakulása valószínűleg egy a zónával párhuzamosan megnyúlt formájú süllyedék („pull-apart basin”) kinyílásával kezdődött az ÉÉK–DDNy csapású telekes-völgyi vető mentén a kora-miocénben. Az evaporitos rétegek inkompetens anyaga a rajtuk fekvő mezozoos képződmények terhelése alatt képlékeny anyagáramlással e süllyedék felé mozgott, és ott kivastagodva antiklinálist képezett. A felszínre kibúvó anhidrit részben gipszesedett, és több kisebb diapír, valamint tetőrészen karsztjelenségek is kifejlődtek benne. A mezozoos fedőképződmények roncsait a felboltozódás kiemelte, blokkjai a tetőrészen részben besüllyedtek és beágyazódtak a gipszbe, részint pedig oldalirányban lecsúsztak róla. A süllyedékben eközben 10–30 m vastag kontinentális törmelékes üledék halmozódott fel, fokozatosan eltemetve a dómot.

Egy következő fázisban, valószínűleg még mindig a kora-miocénben megkezdődött a medence bezáródása egy ÉÉNy–DDK-i transzpresszió által. Ezt az időszakot a kompetens kőzettömbök DDK-i irányú feltolódása és a gipsz

← 13. ábra. A külfejtés környékén felvett geofizikai reflexiós szelvények helyzete és az ezekben kirajzolódó, virágszerkezetű tektonikus mozgási zónák nyomvonalai. A szintén jelölt földtani szelvények közül az a és a b a 4. ábra a és b szelvényének felel meg, a c pedig a FÜLÖP (1994) által, ZELENKA nyomán közölt szelvény nyomvonala

Fig. 13 Position of the geophysical reflexion profiles recorded in the vicinity of the open pit and tectonic movement zones with flower structures recognized in these profiles. Also indicated are the geological cross-sections, from which a and b corresponds to the profiles of fig. 4. while c is the profile published by FÜLÖP (1994) after ZELENKA

újabb, ehhez kapcsolódó gyűrődései jellemzik, egy kiemelt pikkelyszerkezetet létrehozva. A terület ez után huzamosabb ideig topográfiaileg kiemelt helyzetben maradt, mivel a késő-pannóniai lignittelepes üledék az itt levő képződmények egyenetlen felszínére üledékhézaggal települ. Ezt az üledéket a gipsztektonika már nem érintette, bár a gipszdóm fölött enyhe behajlás figyelhető meg benne. Ez a megnyúlás cm-es léptékű elmozdulást jelentő mikrovetők sorozatával valósult meg. A besüllyedés oka lehet a gipsz részleges oldódása vagy lassú képlékeny áramlása az időközben bevágódó Nagy-völgy felé.

### Következtetések

Az alsótelekesi késő-permi gipsz-anhidrit kőzettest a kora-miocénben felboltozódással és azt kísérő diapirizmussal deformálódott, megnyúlt alakú dómszerkezetet létrehozva. Ez a Darnó-zóna mentén egyidejűleg szétnyíló medencébe nyomult be, majd felülbélyegződött a medence bezáródása során kialakult felpikkelyeződéssel. A külszíni bánya ennek az antiklinálisnak a DNy-i oldalát tárja fel. A gipsz tipikus evaporit-tektonikai alakváltozási jelenségeket mutat képlékeny anyagáramlás során kialakult szerkezeti elemekkel, míg a többi kőzettípus jellemzően ridegen deformálódott. A fő deformációs események legvalószínűbb ideje kora-miocén, ami egyúttal a Darnó balos oldaleltolódási zóna fő aktivitásának feltehető időszaka.

### Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki SZABÓ Tamás ügyvezető igazgató úrnak, a Ruda-Gipsz Kft. vezetőjének, hogy a korábbi 15 év vizsgálatain túl engedélyezte a legújabb bányabeli földtani és szerkezeti vizsgálatok elvégzését. Hálásak vagyunk SZENTPÉTERI Ildikónak a miocén képződmények besorolásához tett, LESS György és FODOR László lektoroknak, valamint CSONTOS Lászlónak pedig további földtani-szerkezetföldtani tárgyú észrevételeikért. A kutatást az OTKA T37619 és T047121 projektjei támogatták.

### Irodalom – References

- ANGELIER, J. 1984: Tectonic analysis of fault slip data sets. – *Journal of Geophysical Research* **89/B7**, 5835–5848.
- ALBU I., NAGY E., VERÓ L. & ZELENKA T 1984: Az Alsótelekes környéki evaporit előfordulás geofizikai vizsgálata. – *A MÁELGI 1983. évi jelentése* 33–35.
- BAFFI J., HARNOS J., KALÓ J., SZILÁGYI J. & VINCZE B-né 1987: Összefoglaló földtani jelentés az alsótelekesi evaporit kutatásról. – OFGA T 15108. I-IV. kötet
- CSILLAG J. & RADOVITS L-né 1987: Az alsótelekesi evaporitminták anyagvizsgálati összesítője. – OFGA T 15108. IV/2 kötet
- FEGYVÁRI T., GASZTONYI É., KALÓ J., RADOVITS L., SZABÓ Z. & ZELENKA T 1990: A földtani távérzékelés alkalmazása az érc- és ásványbányászati nyersanyagkutatásoknál. – *Földtani Kutatás* **33/3**, 69–86.
- FÜLÖP J. 1994: Magyarország földtana. Paleozoikum II. – Akadémiai Kiadó, 448 p.
- GRILL J. & SZENTPÉTERY I. 1988: Az Aggteleki-karszt és a Rudabányai-hegység gipsz-anhidrit perspektívája. – *A MÁFI Évi jelentése az 1986. évről* 441–450.

- GRILL J. 1989: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. – *A MÁFI Évi jelentése az 1987. évről* 411–432.
- HERNYÁK G., HARNOS J. & BAROSS G. 1969: Földtani jelentés a rudabányai vasércbányában és annak környékén végzett szerkezetkutató mélyfúrásokról 1955 és 1965 között. – OFGA T 2326. I–IV. kötet.
- KOVÁCS S., LESS Gy., PIROS O. & RÓTH L. 1988: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység triász formációi. – *A MÁFI Évi jelentése az 1986. évről*, 19–44.
- KOVÁCS-GÁL E., KALÓ J., SZILÁGYI J. & ZELENKA T. 1987: Aggtelek-Rudabányai hegységi gipszkutatás. – Zárójelentés, kézirat.
- LESS Gy., GRILL J., SZENTPÉTERY I., RÓTH L. & GYURICZA Gy. 1988: Az Aggtelek-Rudabányai hegység 1:25 000 földtani térképe. – MÁFI, Budapest.
- LESS Gy. 2000: Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek-Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians – a review. – *Slovak Geol. Mag.* 6/2–3, 260–268.
- LESS Gy., MELLO, J. (eds.), ELECKO, M., KOVÁCS S., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PEREGI Zs., PRISTAS, J., RADÓCZ Gy., SZENTPÉTERY I., VASS, D., VOZÁR, J. & VOZÁROVÁ, A. 2004: Geological map of the Gemer-Bükk area 1:100 000. – MÁFI, Budapest – SGÚDS, Bratislava
- MÉSZÁROS M. 1957: A Perkupai gipsz-anhidrit előfordulás földtani viszonyai. – *MÁFI Évkönyv* 49/4, 939–949.
- MIKLÓS G. 1987: Az alsótelekesi gipsz- és anhidritelőfordulás ásvány-kőzettani, földtan-teleptani és hegység szerkezeti vizsgálata. – Egyetemi doktori értekezés, NME Földtan-Teleptani Tanszék, Miskolc, 165 p.
- MOLNÁR P. 1967: A rudabányai ÉK-i kutatási terület földtani és teleptani viszonyai. – *A NME Közleményei* 15, 151–174.
- PANTÓ G. 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. – *MÁFI Évkönyv* 49/4, 329–637.
- SÓVÁG Gy. 2001: A Ruda-Gipsz Bányászati és Feldolgozó Kft. szerepe a hazai építőiparban. – *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* 134/5, 310–318.
- VERÓ L. & MILÁNKOVICH A. 1983: Jelentés az Alsótelekes környékén 1983-ban végzett geoelektromos mérésekről. – MÁELGI T 15108. IV. jelentés, kézirat
- ZELENKA T., BAKSA Cs., BALLA Z., FOLDESSY J. & JÁRÁNYI-FOLDESSY K. 1983: Mezozoós ősföldrajzi határ-e a Darnó vonal? – *Földtani Közöny* 131/4, 27–37.
- ZELENKA T., KALÓ J. & NÉMETH N. 2005a: The structure of the gypsum-anhydrite dome at Alsótelekes. – *Slovak Geological Magazine* 11/1, 65–71.
- ZELENKA T., KALÓ J. & NÉMETH N. 2005b: The structure of the gypsum-anhydrite dome at Alsótelekes. – *Geolines* 19, 118 p.
- Kézirat beérkezett: 2005. 10. 5.



# Felső-triász lejtő- és medencefáciésű rétegsorok a Pilisben és a Tatabányai-medencében

*Upper Triassic slope and basin sequences in the Pilis Mts and the Tatabánya Basin*

HAAS János<sup>1</sup> – BUDAI Tamás<sup>2</sup> – SZENTE István<sup>3</sup> – PIROS Olga<sup>2</sup> –  
TARDINÉ FILÁ CZ Edit<sup>1</sup>

(25 ábra)

*Tárgyszavak: felső-triász, lejtőfácies, medencefácies, kagylóegyüttes, Dunántúli-középhegység*  
*Keywords: Upper Triassic, slope and basin facies, bivalve assemblage, Transdanubian Range*

## Summary

Upper Triassic intraplatform basin facies were studied in two localities in the NE part of the Transdanubian Range, on the Fekete Hill in the Pilis Mts, and on the Kálvária Hill at Felsőgalla in the Gerece Mts. Reconstruction of the sedimentary environment and elaboration of a model for the basin evolution were the main aims of the detailed sedimentological investigation and facies analyses.

Based on study of the stratotype section of the Feketehegy Formation and the other sections in the vicinity the following facies types were defined:

1. Thick bedded oolitic grainstone;
2. Thick bedded rudstone with reef derived bio- and lithoclasts, and sparitic cement;
3. Thick cross bedded bivalve coquina and calcarenite;
4. Thick parallel bedded bivalve coquina with mudstone interlayers;
5. Thick parallel bedded intraclastic bivalve coquina;
6. Alternating bivalve coquina and oolitic grainstone layers;
7. Bioclastic calcarenite, peloidal grainstone;
8. Laminated limestone with grainstone–wackestone–mudstone laminae;
9. Peloidal wackestone;
10. Laminitic limestone, with alternation of bioclastic, peloidal wackestone–packstone and peloidal mudstone–wackestone laminae.

The coquina beds are made up of shells of bivalve genera *Pteria* in 60%, and *Pseudomyoconcha* in 40%.

In the Fekete Hill key-section, abrupt appearance of coquina storm beds above the basin facies suggests a significant sea-level drop. The upper part of the key-section shows an upward deepening trend. In the outcrops of the hillside above the key section, beds showing facies characteristics of the subtidal facies of the Dachstein Limestone also occur.

Extensional tectonics led to opening smaller or larger intraplatform basins during the Middle to Late Norian also in the area of the Transdanubian Range. The asymmetric Fekete-hegy Basin was formed in this period. Low-angle slopes developed between the platform and the basin, site of deposition of large amount of platform derived sediments. Patch reefs and ooid shoals came into being along the margin of the newly formed basin. Mass of bivalves *Pseudomyoconcha* and *Pteria* inhabited the marginal zone and the upper slope, respectively. Here were the sources of large amount of shells redeposited by storm currents and accumulated in shoal complexes. Reworked ooids, strongly abraded bioclast grains and locally reef derived bioclasts and lithoclasts of various origin were deposited in the deeper part of the slope, above the storm wave base. Further basinward fine-

<sup>1</sup>MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/c

<sup>2</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

<sup>3</sup>ELTE Őslénytani Tanszék 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/c

grained tempestites were deposited from storm currents below the storm wave base in a restricted, oxygen-depleted basin.

On the Kálvária Hill at Felsőgalla a strongly tectonized succession of marl, calcareous marl and limestone occurs between the Fődolomit and the Dachstein Limestone Formations. According to the interpretation of the peculiar ostracode assemblage the succession that is also characterised by high organic content was formed in a restricted and highly evaporated basin. The succession might be classed to the Feketehegy Formation. It probably represents an incipient stage of evolution of the Fekete-hegy Basin. The area was located in the marginal belt that may have been reoccupied by the prograding Dachstein platform much earlier than the area of the Fekete Hill representing the inner part of the basin.

## Összefoglalás

A Dunántúli-középhegység ÉK-i részén két területen, a Pilis részét képező Fekete-hegyen és a Gerecséhez tartozó felsőgallai Kálvária-hegyen vizsgáltunk felső-triász intraplatform medencefácius képződményeket. Az egyes szelvények részletes szedimentológiai- és faciológiai elemzésének célja az egykori üledékképződési környezet rekonstrukciója, valamint medencefejlődési modell kialakítása volt.

A Feketehegyi Formáció alapszelvényének és a környező feltárásoknak a vizsgálata alapján a következő fáciustípusokat különítettük el:

1. Vastagpados ooidos grainstone;
2. Vastagpados rudstone, zátony eredetű bio- és litoklasztokkal, pátos kötőanyaggal;
3. Vastagpados, kereszttréteges kagylókockvina és kalkarenit váltakozása;
4. Párhuzamosan rétegzett, pados–vastagpados kagylókockvina, mudstone közbetelepülésekkel;
5. Párhuzamosan rétegzett, pados–vastagpados, intraklasztos kagylókockvina;
6. Kagylókockvina és ooidos grainstone rétegek váltakozása;
7. Bioklasztos kalkarenit, peloidos grainstone;
8. Lemezes mészkő, grainstone–wackestone–mudstone réteglemezekkel;
9. Peloidos wackestone;
10. Laminites mészkő, bioklasztos, peloidos packstone–wackestone és peloidos mudstone–wackestone réteglemezek váltakozásával.

A kockvina padokat mintegy 60%-ban a *Pteria*, 40%-ban a *Pseudomyoconcha* nemzetségbe sorolható kagylók héja építi fel.

A fekete-hegyi alapszelvényben az idősebb medencefáciusra éles határral következő, viharüledékként értékelhető kagylókockvina jelentős tengerszint-csökkenést jelez. Az alapszelvény felső részén a rétegsor felfelé mélyülő tendenciát mutat. A hegyszőlő kibúvásaiban a Dachsteini Mészkő szubtidális fációsnak jellegét mutató rétegek is megjelennek.

Az extenziós tektonikai mozgások kisebb-nagyobb intraplatform medencék felnyílásához vezettek a középső- és a késő-nori idején a Dunántúli-középhegység területén is. Ekkor jött létre az aszimmetrikus Fekete-hegyi-medence. Kis hajlásszögű lejtők alakultak ki a platform és a medence között, és e lejtőkön rakódott le a platformról beszállított nagy mennyiségű karbonátüledék. A medenceperemeken, foltzátonyos, illetve ooidos környezetek alakulhattak ki a hullámvérési öv felett. A platform peremét nagy tömegben népesíthették be a *Pseudomyoconcha*, a lejtő felső részét pedig a *Pteria* nemzetségbe tartozó kagylók, amelyek héjaiból a viharáramlások halmokat építettek. A lejtő mélyebb részein, de még a viharhullámbázis fölött gyakran jelentős mennyiségben rakódtak le áttülepített ooid- és erősen kopotatt bioklasztszemcsék, valamint olykor zátony eredetű bioklasztok, továbbá különböző származási helyű litoklasztok is. A platformtól távolabb finomszemű temesztitek ülepedtek le a viharáramlások nyomán a viharhullám-bázis alatt, részlegesen elzárt, oxigénszegény medencében.

A felsőgallai Kálvária-hegyen a Fődolomit és a Dachsteini Mészkő között jól rétegzett, márga, mézsmárga és mészkő váltakozásából álló, erősen tektonizált rétegsor települ. A speciális ostracoda-együttes értékelése szerint a nagy szervesanyag tartalmú összetett változó mértékben elzárt, erősen bepárlódott medencében keletkezhetett. A rétegsor feltételesen a Feketehegyi Formációba sorolható. Feltehetően a Fekete-hegyi-medence fejlődésének korai stádiumát és peremi övezetét képviseli, amelyet ezen a területen valószínűleg korábban hódított vissza a progradáló Dachsteini platform, mint a Fekete-hegy területét, amely a medence belsőbb részéhez tartozhatott.

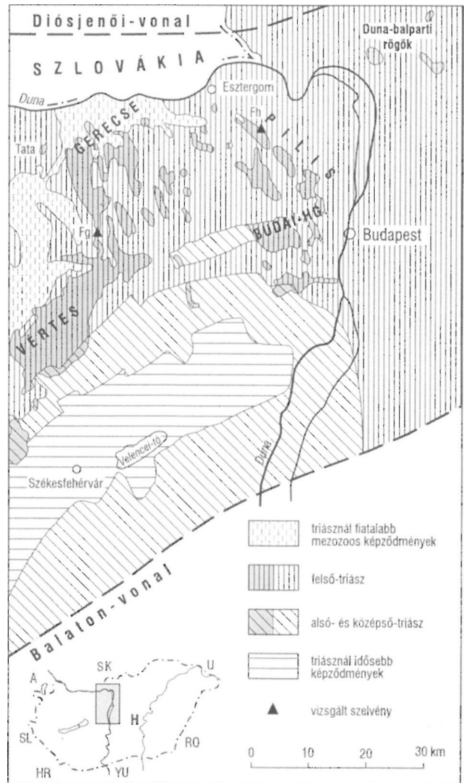


## Bevezetés

A Dunántúli-középhegység északkeleti részén a felső-triászt uralkodóan karbonátplatform fáciesű képződmények képviselik, de több helyen ezekkel egyidős, a platformok közti medencékben, illetve a platformok és a medencék közötti lejtőkön képződött rétegsorok is ismertek (HAAS 2002). A korábbi kutatások szerint ilyen lejtő- és medencefáciesű képződmények találhatóak a pilisi Fekete-hegy északi részén, valamint a szomszédos Cserepes-völgyben (1. ábra). A gazdag mollusca-együttes (kagyló-, csiga- és ammonitesz-fauna), valamint a conodonták alapján e képződmények kora viszonylag pontosan ismert (ORAVECZ 1961, 1987; KOVÁCS & NAGY 1989). A Feketehegyi Formációba sorolt képződ-

1. ábra. A Dunántúli-középhegység ÉK-i részének kainozoikumtól mentes térképe a vizsgált felső-triász medencefáciesű rétegsorok helyével. A szürke árnyalás a triász képződmények felszíni előfordulásait mutatja. Rövidítések: Fh – Fekete-hegy; Fg – Felsőgalla

Fig. 1 Map of the NE part of the Transdanubian Range without Cenozoic formations, showing location of the Upper Triassic successions studied. The grey shading marks the surface exposures. Abbreviations: Fh – Fekete Hill, Fg – Felsőgalla



mények a Pilis-tető–Fekete-hegy–Nagy-szirt–Fehér-szirt vonulatát uralkodóan felépítő Dachsteini Mészkö platformkarbonátjának heteropikus fáciesét képviselik. A rétegsor egyes szakaszait kitűnően feltárja a Fekete-hegy oldalában kialakított erdészeti út, továbbá a hegy északi meredek sziklás oldala, bár a tektonikai viszonyok miatt az egyes szelvényszakaszok rétegsorba rendezése problémát jelent. A feltárásokban, különösen az erdészeti út melletti alapszelvényben (KOLOSZÁR 1981, ORAVECZ 1987) fontos szedimentológiai jellegek figyelhetők meg. A makroszkópos bélyegek és a mikrofáciesek vizsgálata alapján lényeges következtetéseket lehetett levonni a képződési környezetre vonatkozóan. Cikkünk célja elsősorban e vizsgálatok eredményeinek bemutatása.

A Vértes és a Gerecse részletes földtani térképezése során medencefáciesű képződmény vált ismertté Felsőgalla (Tatabánya) területén (1. ábra) a Dachsteini Mészkö alatti helyzetben, amelyet – települési helyzete és litofáciése alapján – feltételezsen a Feketehegyi Formációba soroltak be. Cikkünk röviden tárgyalja a felsőgallai rétegsor szedimentológiai jellegeit, összehasonlítva a fekete-hegyi típusú területen megismert sajátosságokkal.

### Pilis, Fekete-hegy és környéke

#### *Megismeréstörténet*

A Pilisszentlélek közelében (nyilvánvalóan a Fekete-hegyen) előbukkanó vékonyréteges, kagylókban igen gazdag mészkőről már STACHE (1866) és KOCH (1871) is beszámolt. SCHAFARZIK (1884) a képződményt a „dachstein mészkő kővületes régiója” névvel említette. Leírása szerint „A dolomitöv fölött nem következik a rendes fehér dachsteinkőzet, hanem egy szürke vagy sárgásszürke, bitumenes, elmosódott durva padozást mutató mészkő, melynek egy bizonyos régiója tele van főleg *Aviculákkal*...”. LÓCZY (1913) a képződményt a bakonyi kösseni rétegekkel azonosította. Feltehetően ennek tudható be, hogy SCHAFARZIK & VENDL (1929) munkájában a kővületes rétegek „*Avicula contorta* szint” megjelöléssel szerepelnek.

ORAVECZ (1961) megvizsgálta a SCHAFARZIK, VÍGH Gy., SCHRÉTER és VADÁSZ által talált kővületeket, és új anyagot is gyűjtött. Megállapította, hogy a lumasella rétegeket uralkodóan *Avicula* és *Myoconcha* nemzetségbe tartozó kagylók alkotják, de csigákat és aprótermetű ammoniteseket is talált. Rámutatott arra, hogy a gazdag mollusca-fauna *Avicula contorta* fajt nem tartalmaz, és a rhaeti emeletre utaló egyéb alakot sem talált. A Fekete-hegyen feltárt képződményt a felsőkarniba sorolta, megjegyezve, hogy a csigák között norira utaló alak is előfordul. A Cserepes-völgyben kibukkanó rétegeket az onnan előkerült *Rhabdoceras suessi* ammonitesz lelet alapján a noriba sorolta. ORAVECZ ezt a képződményt „fekete-hegyi rétegek” néven említette 1968-ban megjelent cikkében, ez az alapja a formáció mai elnevezésének.

NAGY (1964a, b; 1968) a Dorogi-medence földtani térképezése során tisztázta a Fekete-hegyen feltárt képződmények rétegsorát. Megállapította, hogy a rétegsor a Fődolomittól eltérő jellegeket mutató barna dolomittal kezdődik, amire

dolomitsávós mészkő, barna lemezes mészkő, majd 200–250 m vastagságban „aviculás mészkő” települ.

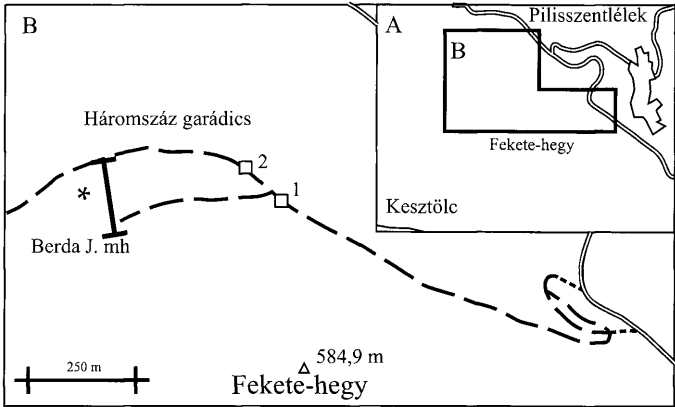
A Rétegtani Lexikonban VÉGH S-né (1978) „Feketehegyi mészkő” címszó alatt említette a kagyló-lumasellás mészkövet, felső-karni–alsó-nori rétegtani besorolással. BALOGH (1981) a dolomittal kezdődő teljes rétegsort Feketehegyi Formációként említette, amely táblázatában a nori emelet egészét kitölti.

ORAVECZNÉ SCHEFFER (1987) a bitumenes dolomit feletti mészkőrétegekből a nori–rhaeti intervallumra utaló foraminifera együttest írt le. A korbesorolás szempontjából a *Schlagerina* cf. *angustiumbilicata* és a *Schmidita hedbergelloides* fajok előfordulását tekintette különösen fontosnak, melyek az északi-alpi Zlambachi Marga jellegzetes ősmaradványai.

KOVÁCS a Fekete-hegy alapszelvényének alsó rétegeiben, a Fehérkő világoszürke afanitos mészkövében, továbbá a Cserepes-völgy *Rhabdoceras suessi* egyedeit tartalmazó rétegeiben *Metapolygnatus slovakensis* egyedeiből álló monospécifikus conodonta faunát talált. A conodonták, továbbá a korábban előkerült makrofossziliák alapján KOVÁCS & NAGY (1989) a Feketehegyi Formáció korát a középső-nori késői szakaszába, illetve a késő-noriba tette, hasonlóan a Keszthelyi-hegység Rezi Dolomitjához (BUDAI & KOVÁCS 1986). Megállapították továbbá, hogy az „aviculás mészkő” és a Fekete-hegy–Kétágú-hegy vonulatában a Földolomit és a Dachsteini Mészkő között található *Halobia norica* tartalmú (BALOGH 1961; NAGY 1964b) és nori típusú holothuroidea szkleriteket is tartalmazó mészkő egymással heteropikus fáciések, és mindkettő a Feketehegyi Formációba sorolható.

### Földtani helyzet

A Feketehegyi Formáció jelentős részét feltárja a hegy északi oldalán található erdészeti út és a Háromszáz-garádics sziklasora, valamint a Fehérkő sziklakibúvása (2. ábra). Az erdészeti út nyugati szakasza porló dolomitot tár fel, amely – feitehetően törés mentén – sötétszürke, barnásszürke, vékonyréteges, laminites, finomkristályos, mészkő-betelepüléseket tartalmazó dolomittal érintkezik (2. ábrán az 1. pont). Ezt a képződményt, amely a Fehérkő sziklakibúvásának alján is előbukkan, a Feketehegyi Formációba, annak alsó, dolomit tagozatába soroljuk. Erre sötétszürke vékonyréteges, laminites mészkő következik, amely vastagpados, világosabb színű, afanerites mészkővel váltakozik (2. ábrán a 2. pont). Feljebb megjelennek a bioklasztos és az ooidos–onkoidos rétegek, illetve az uralkodóan kagylóhéjak tömegéből álló kokvina padok. Ezt a rétegcsoportot legszebben a Fekete-hegy alapszelvénye tárja fel (2. ábrán az A pont). A formáció jellegzetes litofáciéseinek sorrendje ugyan egyértelműen megállapítható ebben a szelvényben, a hegyoldal tektonizáltsága miatt azonban a teljes rétegsor nem volt rekonstruálható. Valószínűnek látszik ugyanis, hogy a hegyoldalon felfelé haladva egyes rétegsor-szakaszok törések mentén többször ismétlődnek, ahogy ezt ORAVECZ (1961) szelvénye is mutatja. Az ORAVECZ által a 1987-ben felvett szelvény (3. ábra, helyzetét a 2. ábra mutatja) újvizsgálata során is azt tapasztaltuk, hogy a kőzetet KÉK–NyDNY-i irányú, meredek törések tagolják (a fontosabbakat a szelvényen feltüntettük), tehát felfelé haladva nem figyelhetünk meg zavartalan rétegsort.



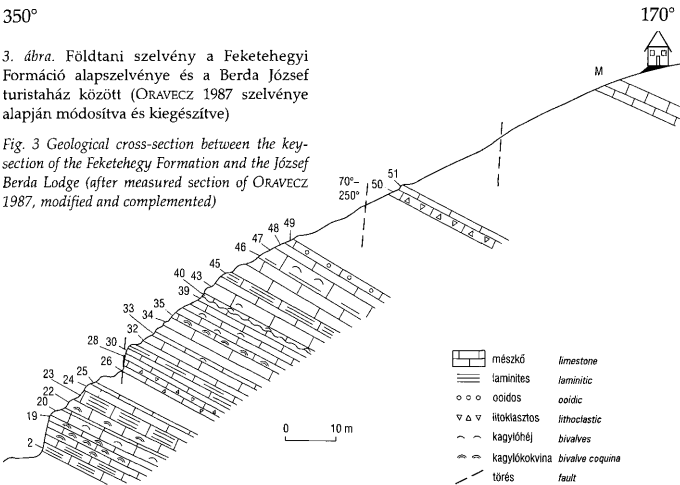
2. ábra. A vizsgált terület (A) és azon belül a vizsgált szelvények helyzete a Fekete-hegyen (B). A számok a szövegben hivatkozott mintavételi pontokat jelzik, az alapszelvényt \*-gal jelöltük, a vastagabb vonallal jelzett szakasz a 3. ábrán bemutatott szelvény helyzetét mutatja

Fig. 2 Location of the study area (A) and the studied sections on the Fekete Hill (B). The numbers mark the sampling points referred in the text, the key-section is marked by \*, the thick line indicates the location of the section presented in Fig. 3

350°

3. ábra. Földtani szelvény a Feketehegyi Formáció alapszelvénye és a Berda József turistaház között (ORAVECZ 1987 szelvénye alapján módosítva és kiegészítve)

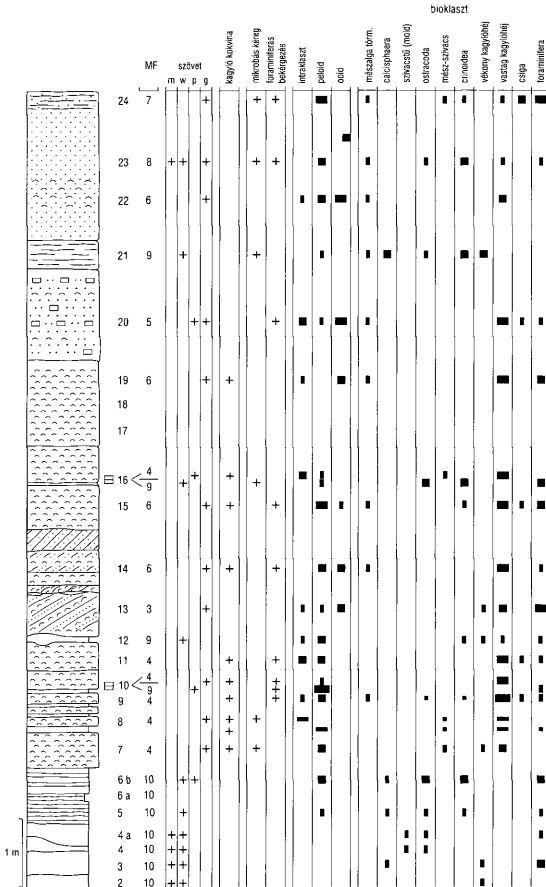
Fig. 3 Geological cross-section between the key-section of the Feketehegy Formation and the József Berda Lodge (after measured section of ORAVECZ 1987, modified and complemented)



A képződési környezet jellegeinek pontosabb meghatározását célzó szedimentológiai vizsgálatokra a legalkalmasabbnak az alapszelvény bizonyult (4. ábra), amelyben a rétegsor vertikális fáciesváltozásai is követhetők (5. ábra). A fáciesviszonyok ismeretéhez fontos kiegészítő információkat adott az alapszelvénytől 25 m-re keletre lévő szelvény (6. és 7. ábra). A litológiai jellegeket illetően e két közeli szelvény rétegsora viszonylag jelentősen különbözik egymástól, az egyes rétegek egyértelmű azonosítását nem is sikerült megoldanunk. A közvetlen fedő rétegek fizikai folytonossága alapján azonban feltételezhető, hogy a keleti

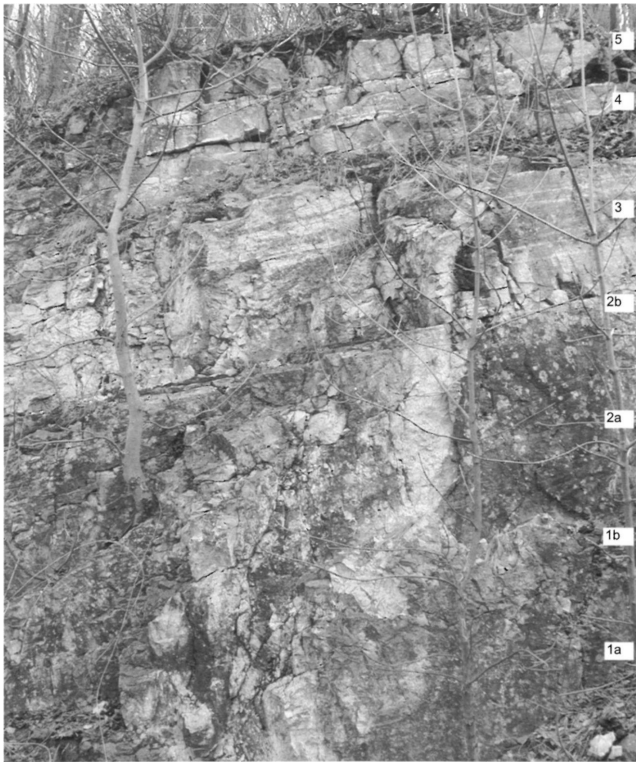


4. ábra. A Feketehegyi Formáció alapszelvénye a Fekete-hegy ÉNy-i oldalán  
 Fig. 4 Key-section of the Feketehegy Formation on the NE slope of the Fekete Hill



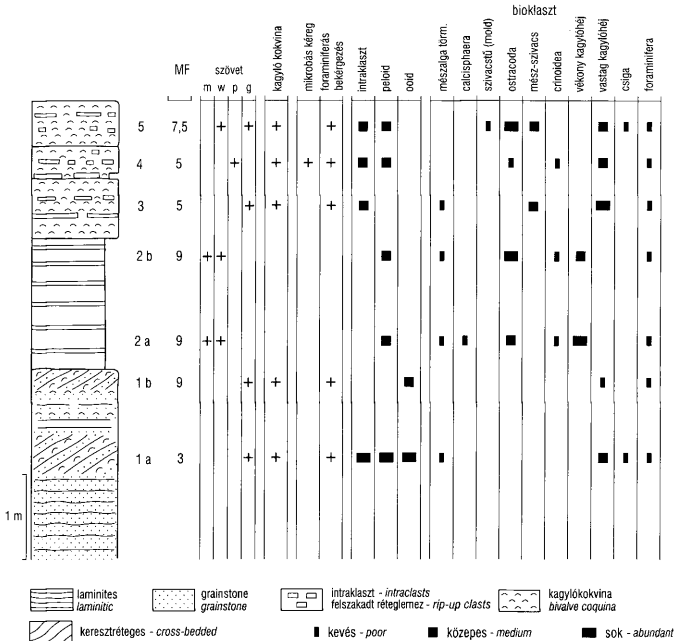
5. ábra. A Feketehegyi Formáció litológiai jellegei, szövete és mikrofáciás vizsgálatának eredményei az alapszelvényben. A rétegek számozását a rétegoszlop mellett tüntettük fel. A következő oszlop (MF) a mikrofáciástípusok sorszáma mutatja, melyek leírása és értelmezése a szövegben található. Jelmagyarázat: a 7. ábrán

Fig. 5 Lithological features, texture-types and results of microfacies investigations of the Feketehegy Formation in the key-section. The bed numbers are displayed beside the lithological log. The next column (MF) shows the serial number of the microfacies types description and interpretation of which is given in the text. For the legend see Fig. 7



6. ábra. Az alapszelvénytől K felé 25 m-re lévő útbevágásban feltárt rétegek  
Fig. 6 Beds exposed in a road cut 25 m East to the key-section

szelvény az alapszelvény felsőbb részével lényegében azonos rétegtani intervallumot tár fel. Ez felhívja a figyelmet a rétegek jellegének és vastagságának jelentős laterális változékonyságára is. E szelvények vizsgálatát kiegészítettük az erdészeti út mentén feltárt, valamint az alapszelvény és a Berda József menedékház között az ORAVECZ (1987) által felvett szelvény menti sziklakibúvások jellemző kőzetkifejlődéseinek vizsgálatával (3. ábra).



7. ábra. A Feketehegyi Formáció litológiai jellegei, szövete és mikrofációs vizsgálatának eredményei az alapszelvénytől K felé 25 m-re lévő útbevágás szelvényében

Fig. 7 Lithological features, texture-types and results of microfacies investigations of the Feketehegy Formation in the road cut section 25 m East to the key-section

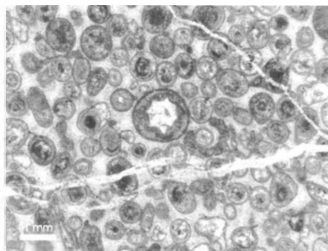
### Litológiai és mikrofációs jellegek, fáciesértelmezés

A makroszkópos jellegek és a mikrofációs alapján az alábbiakban bemutatásra kerülő fáciesípusokat különítettük el. A faciéstípusok értelmezésénél elsősorban AIGNER (1982), valamint KOSTIC & AIGNER (2004) munkáira támaszkodtunk, melyek a középső-triász Muschelkalk számos vonatkozásban hasonló szedimentológiai jellegeket mutató rétegsorainak fáciesértelmezését tárgyalják és felhasználtuk a hasonló kifejlődésű mecseki középső-triász fáciesek vizsgálatának eredményeit is (TÖRÖK 1993, 1998). A platformperemi, zátonyközei fáciesek esetében FLÜGEL (1981), PILLER (1981) valamint STANTON & FLÜGEL (1989, 1995) kelet-alpi Dachsteini-típusú platformok foltzátonyaival, biohermáival és előtéri lejtőjével kapcsolatos munkáit vettük figyelembe.



## 1. Ooidos grainstone

Vastagpados mészkő, amely a Dachsteini Mészkő jellegeit mutatja. A Fekete-hegy oldalában felvett szelvény 48. és 49. rétege (3. ábra) képviseli ezt a fácies típust. A természetes sziklakibúvás feltárási viszonyai miatt a rétegződési jellegek, a horizontális és vertikális fácieskapcsolatok részletei nem tisztázhatók. A kőzet uralkodóan 0,5–1 mm átmérőjű ooid szemcsékből áll (8. ábra). A jól osztályozott ooidok magja apró bioklaszt vagy peloid. A magot több héj veszi körül, de az ooid szemcsék mikropátosodottak, sok esetben belsejük kioldódott és durva mozaikpáttal van kitöltve. Az ooidokat rostos cement burkolja, míg a szemcsék közötti pórusok belsejében durva mozaikpát figyelhető meg. Az ooidok mellett kevés mollusca és echinodermata töredék található.



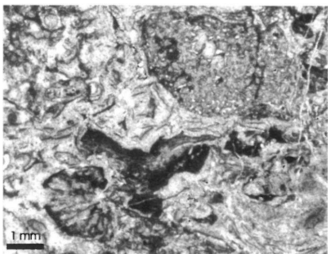
8. ábra. Ooidos grainstone fácies. Fekete-hegy 48. réteg

Fig. 8 Oolitic grainstone facies. Bed 48, Fekete Hill

Értelmezés: A jól osztályozott ooidos grainstone, sekélytengeri, a hullámbázis feletti intenzív vízmozgású környezetben keletkezhetett, feltehetően a külső platformon kialakult ooid halmokban (oolite shoal) rakódott le. A szedimentológiai jellegek alapján (pl. a gradáció hiánya) jelentős mértékű átüledés nem feltételezhető.

## 2. Rudstone

Vastagpados mészkő. Rosszul osztályozott, milliméteres–centiméteres méretű, zátony eredetű bioklasztot és litoklasztot tartalmaz, pátos kötőanyaggal. Az erdészeti út mentén, a sziklafülke közelében lévő kibúvásban (2. ábrán a 2. pont) figyeltük meg ezt a fácies típust, vékonyréteges–laminites mészkőbe települve. A bioklasztok közt gyakoriak a kagylóhéj-töredékek, amelyek mérete az 1 cm-t is eléri. A héj mikropátosodott, többnyire erősen koptatott, bioeróziós nyomok gyakoriak. Jellemző a mikrites perem és a mikrobás bekéregzés. Néhány, hasonló megtartási állapotú, apró csigaház is előfordul. Ezen kívül milliméteres mikropátosodott, koptatott koralltöredéket, valamint *Tubiphytes*-szerű kerekded és egyéb cyanobaktérium tevékenység során keletkezett bekéregzésből származó szemcséket is talál-



9. ábra. Rudstone fácies. Az erdészeti út menti sziklafülkénél lévő feltárás (2. ábra, 2. pont)

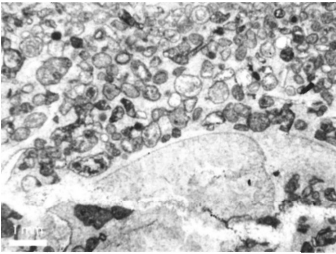
Fig. 9 Rudstone facies. Exposure at the rock-cavity beside the forestry road (Fig. 2, point 2)

tunk (9. ábra). Viszonylag gyakoriak a finom arenit méretű, általában mikro-pátosodott ooidszemcsék is. Jellemzőek a litoklasztszemcsék, méretük tized millimétertől néhány milliméterig terjed. Koptatatlanok, vagy gyengén koptatottak. Anyaguk apró peloidos wackestone, esetenként bioklaszttal.

Értelemzés: A platformperemi (PILLER 1981) vagy a felső lejtőn kialakult (STANTON & FLÜGEL 1995) foltzátányok, biohermák közelében jöhetett létre ez a fácies típus. Keletkezhetett a biohermák előterében, de viharok során a foltzátányok közvetlen háttérében is. Zátányalkotó és bekérgező szervezetek váztermékét tartalmazó rudstone fácies a foltzátányok közötti területen is képződhet (FLÜGEL 1981; PILLER 1981).

### 3. Keresztréteges kagylókokvina

Vastagpados mészkő, deciméteres vastagságú, síktáblás, helyenként szigmoidális keresztrétegzéssel (a 4. és 5. ábrán bemutatott alapszelvény 13. rétegben a keresztrétegek dőlése:  $100^\circ/40^\circ$ ). A keresztrétegzést 2–3 cm vastagságú kokvina és 1–2 cm vastagságú, koptatott szemcsékből álló kalkarenit rétegek váltakozása adja (10. ábra). A kokvina rétegek esetében a jellemző szövet grainstone, közepes, vagy nagy mennyiségű 0,3–0,8 cm méretű kagyló héjtöredékkel, a héjak között kalkarenit szemcsékkel. A kalkarenit szemcsék jelentős része az átkristályosodás miatt nem azonosítható. A szemcsék általában kerekded formájúak, mikritis szegélyük van, eredetileg ooidok, illetve kerekített bioklasztok lehetnek. A bentosz foraminiferák viszonylag gyakoriak, bekérgező foraminiferák töredékei is előfordulnak. Ritkán cm nagyságú litoklasztok is megfigyelhetők, felületükön bioeróziós (marószivacs?) nyomokkal. A kalkarenit rétegekben a kagylóhéjak mennyisége lecsökken a mészhomok-szemcsék rovására.



10. ábra. Keresztréteges kagylókokvina fácies. Alapszelvény 13. réteg

Fig. 10 Cross-bedded bivalve coquina facies. Key-section, Bed 13

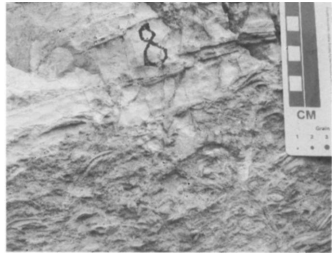
Értelemzés: Az üledéklerakódás helyszíne igen kis hajlásszögű (rámpa-jellegű) lejtő felsőbb része lehetett. E lejtőn az erős áramlás halmokat hozott létre, amelyek részben ooidból, illetve bioklaszt eredetű, a hullámverési övben lekerekedett, uralkodóan bioklaszt eredetű mészhomokból, részben összerosott kagylóhéjakból épültek fel. Szél által keltett áramlás feltételezhető, amely a platform felől a medence felé irányulhatott. Az ooid szemcsék, a lekerekített arenit méretű bioklasztok és a litoklasztok is a platform-peremről, illetve a lejtő felső részén létrejött foltzátányokból, míg a kagyló

lók a lejtő valamivel mélyebb részéről származhattak, és többszöri átülepítéssel válhattak a halmok építőanyagává. A keresztrétegek a halmok – feltehetően lejtő irányú – migrációjával jöhetnek létre.

#### 4. Párhuzamosan rétegzett kagylókokvina

Pados vagy vastagpados (20–100 cm rétegvastagságú) mészkő, kagylókokvina. A kagylóhéjak jellemzően a réteg-felzínéssel párhuzamosan helyezkednek el. A kokvina rétegeket 1–10 cm-es vastagságú, világosszürke mudstone rétegek tagolják, amelyeknek mindkét határa éles, a felső határ egyértelműen eróziós (11. ábra). A kokvina vázát uralkodóan centiméteres, változó mértékben koptatott kagylóhéjak, olykor alárendelten csigaházak képezik (12. ábra). Egyes héjakon bioerózió nyoma (marószivacs-nyom) figyelhető meg. Általában ugyanezek a héjakon bekérgező foraminiferák, bekérgező szivacsok telepedtek meg, illetve mikrobás bekérgezés látszik. Más héjak alig koptatottak, nem bioerodáltak és nem bekérgezettek. A héjak eredeti anyaga, héjszerkezete eltűnt, kalcitpáttá alakult, a héjak alakját a mikritesedett perem mutatja. A héjak alatti védett porusokat izopach rostos kalcit szegélyezi, belsejükben mozaikpátit látható. Ritkábban a kagylóhéjak belső, homorú részét – valószínűleg korai mikrobás cementációval – a héjhoz tapadó peloidos bioklasztos üledék tölti ki, amelyben apró kagyló- és echinodermata váztöredékek vannak. A kagylóhéjak között kalkarenit grainstone található, olykor néhány mm nagyságú litoklasztokkal. A bioklasztok között bekérgező foraminiferák és bekérgező szivacsok törmeléke, valamint távolabbról átülepített mésszivacs, hydrozoa, dasycladacea töredékek is megjelennek. A litoklasztok különböző szöveti típusokba sorolhatók. Az alapszelvény fölötti sziklakibúvás legalsó rétegében az alábbi litoklaszt típusokat figyeltük meg: finom kalkarenit grainstone, kevés vékony héjtöredéket tartalmazó mudstone, ooidos packstone.

Értelmezés: A lejtőn erős vízmozgás mellett, áramlásnak kitett területen halmazódtak fel a kagylóhéjak. A kagylók élőhelye a kis hajlásszögű lejtő felsőbb része lehetett. Az a megfigyelés, hogy bioerodált, koptatott és bekérgezett kagylóhéjak keverednek koptatatlan héjakkal viharátülepítésre utal. A kokvinarétegek közé települő mudstone a nyugodtabb periódusokban rakódhatott le, amikor a medence belsejéhez hasonló lerakódási körülmények alakultak ki.



11. ábra. Kagylókokvina-réteg és a közbetelepülő medencefáciesű mészkőréteg határa. Alapszelvény 8. réteg

Fig. 11 Boundary of the bivalve coquina and the intercalating limestone layer of basin facies. Key-section, Bed 8



12. ábra. Párhuzamosan rétegzett kagylókokvina. Alapszelvény 9. réteg

Fig. 12 Bivalve coquina of parallel lamination. Key-section, Bed 9

## 5. Párhuzamosan rétegzett intraklasztos kagylókokvina

Közepes vastagságú vagy vastag padokat alkot. Uralkodóan kisméretű kagylóhéjtöredékből álló kokvina, amelyben a milliméterestől deciméteres nagyságú intraklasztok vannak. A nagyméretű, általában vékony lemeztöredék formájú



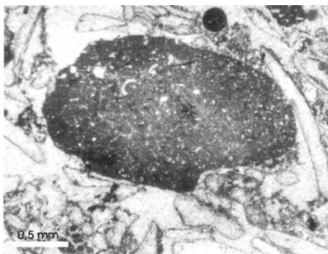
13. ábra. Párhuzamosan rétegzett, intraklasztos kagylókokvina. Az alapszelvénytől K-re 25 m-re lévő szelvény 5. réteg

Fig. 13 *Intraclastic bivalve coquina of parallel lamination. Road cut section 25 m East to the key-section, Bed 5*

töredéke, és kevés *dasycladacea* algatöredék ismerhető fel. A litoklasztok anyaga egyveretű wackestone, kevés *ostacoda*- és kagylóhéj-töredékekkel (14. ábra).

Az alapszelvénytől K-re lévő feltárás 5. rétegéből vett minta csiszolatában a wackestone és a kokvina réteglemezek váltakozása figyelhető meg. A vékony héjtöredékeket tartalmazó wackestonera éles eróziós határral vékony kokvina-réteg települ, majd ismét wackestone-réteg következik. A terepi megfigyelés szerint ez a réteg is sok, a réteglemezek felszakadásával képződött intraklasztot tartalmaz.

Értelmezés: Ezek a rétegek lejtőn, a viharhullámbázis közelében keletkezhetnek. A nyugodtabb periódusokban a kokvina rétegekre mészszip rakódott le. A gyorsan konszolidálódott mészszip réteglemezek a lejtőn mozogva szétszakadtak, illetve esetenként a későbbi viharok során felszakadtak, majd a felszakadt réteglemez-töredékek – rövid távú szállítódást követően – az uralkodóan kagylóhéjkból álló viharrétegekben halmozódtak fel.



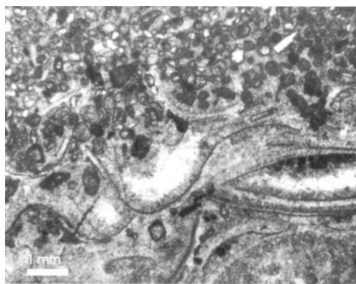
14. ábra. Párhuzamosan rétegzett, intraklasztos kagylókokvina. Az alapszelvénytől K-re 25 m-re lévő szelvény 3. réteg

Fig. 14 *Intraclastic bivalve coquina of parallel lamination. Road cut section 25 m East to the key-section, Bed 3*

## 6. Kagylókokvina és ooidos grainstone váltakozása

Apró kagylóhéj-töredékből álló kokvina és ooidos grainstone néhány cm vastag rétegei váltakoznak. Az ooidos grainstone rétegekben a szemcsék finom kalkarenit méretűek. Az ooidok és a koptatott bioklasztok mikropátosodtak. Kevés kagylóhéjtöredék és intraklaszt fordul elő. A kagylókokvina-réteg felé a határ éles, de nem eróziós (15. ábra). A héjak különböző helyzetben ágyazódtak az üledékbe, eredeti szerkezetük gyakran megőrződött. A kagylóhéjak közti teret általában barnás színű, zárványos mozaikpátit cement, ritkán ooidos grainstone tölti ki.

Értelmezés: A korábbi típusoknál valamivel nagyobb mélységben, viharáramlások által szállított és lerakott üledék. Az ooid- és a bioklasztszemcsék platformperemi eredetűek (mikropátosodásuk is valószínűleg ott történt), míg a kagylóhéjak a zátonylejtő aljáról származhatnak. A szemcséközi pát jellege korai tenger alatti cementációra utal.



15. ábra. Kagylókokvina és ooidos grainstone váltakozása. Alapszelvény 19. réteg

Fig. 15 Alternation of bivalve coquina and oolitic grainstone. Key-section, Bed 19

## 7. Bioklasztos, peloidos grainstone

Finom kalkarenit méretű szemcsékből áll, kevés finom rudit méretű, általában koptatott kagylóhéjat tartalmaz. A homok méretű kagylótöredék gyakori. Ezen kívül csigák, dascladacea alga töredék, bentosz foraminiférák, néhány bekérgező foraminifera töredék, valamint tubiphytes-szerű kerekded mikrobialit csomó, továbbá kevés fekális pellet figyelhető meg. A mikropátosodott szemcsék körül mikritszegély alakult ki.

Értelmezés: Mérsékelt, de még mindig jelentős energiájú, áramlásos környezetben lerakódott üledék. A szemcsék közül a dasycladacea algák, a bentosz foraminiférák és a fekális pelletek a szomszédos platform belső övezetéből, míg a kagylóhéjtöredékek valószínűleg az összehalmozott héjakból felépült halmokról származnak. A finomabb szemcseméret az előzőekben tárgyalt üledékeknél távolabbi forrásterületet jelez.

## 8. Grainstone–wackestone–mudstone lemezes mészkő

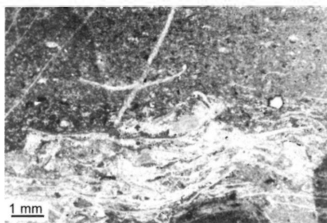
A kőzet 0,5–1 cm vastag, felfelé finomodó szemcséket tartalmazó réteglemezekből épül fel. E lemezek alsó részét finom kalkarenites grainstone alkotja, mikropátosodott bioklasztokkal. Ez felfelé wackestone-ba megy át, míg legfelül enyhén hullámos peloidos wackestone–mudstone jelenik meg, amely helyenként a réteglemezek felszakadásával létrejött intraklasztként is megfigyelhető. A

kőzet kevés mollusca-, echinodermata- és mészalga-töredéket, valamint kevés foraminiferát és ostracodát tartalmaz.

Értelmezés: A hullámbázis alatt, de a viharhullám-bázis felett, a viharhullámzás uralta mélyebb lejtőn lerakódott viharüledék (tempestit). Szerkezete arra utal, hogy közelről származó üledékanyag újraülepedésével keletkezett.

## 9. Peloidos wackestone

Apró bioklasztokat tartalmazó, apró peloidos, wackestone szövetű mészkő, elmosódott kalkaleurit laminákkal. Többnyire a kagylókokvina rétegek közé települ, vékony (1–15 cm vastagságú) rétegeket képezve, de vastagabb réteget is alkothat (a 7. ábrán bemutatott szelvény középső része). A peloidos wackestone alapanyag szórta 0,3–0,8 cm méretű kagylóhéjakat tartalmaz.



16. ábra. Peloidos wackestone, vékonyhájú kagylókból álló kokvinaréteggel. Az alapszelvénytől K-re 25 m -re lévő szelvény 2.a réteg

Fig. 16 Peloidal wackestone, with a thin-shelled bivalve coquina interlayer. Road cut section 25 m East to the key-section, Bed 2.a

Kevés bentosz foraminifera és néhány bekérgező foraminifera-töredék is előfordul. Ritkán peloidos mikrit szövetű intraklaszt is megfigyelhető. A kalkaleurit laminák peloidosak. Az apró bioklasztok közül apró echinodermata váztöredék azonosítható. A vékony kagylóhéjak mm-es lemezekben feldúsulhatnak (16. ábra).

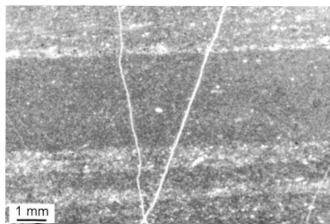
Értelmezés: A viharhullámbázis alatt, kis energiájú környezetben lerakódott üledék. A kalkaleurit laminák, valamint a vékony kagylótöredékekből álló lemezek feltehetően disztális viharüledékek, amelyek szerkezete azonban a bioturbáció miatt gyakran elmosódottá vált.

## 10. Laminites mészkő

Szürke, pados (20–30 cm réteg-vastagságú) mészkő, amelynek rétegei milliméteres lemezekből épülnek fel. A lamináció esetenként szabad szemmel is látható, de mikroszkóp alatt többnyire egyértelműen felismerhető (17. ábra). Helyenként a lemezes szerkezet elmosódottá válik. A rétegekben belül szilt méretű bioklasztot és peloidot tartalmazó wackestone–packstone és peloidos mudstone–wackestone réteglemezek váltakoznak. A lemezek vastagsága 1–3 mm. A képződmény kevés felismerhető ősmaradványt tartalmaz. A foraminiferák közül a Nodosariidaek viszonylag gyakoriak. Ezen kívül ostracoda héjtöredékek, echinodermata váztöredékek, szivacsutáni kalcittal kitöltött moldok és globochaeták voltak felismerhetők. Az alapszelvény legalsó részén e fáciestípusba tartoznak azok a rétegek, melyekben KOVÁCS monospecifikus conodonta faunát talált (KOVÁCS & NAGY 1989).

Értelmezés: A peloidos mudstone–wackestone réteglemezek hemipelágikus medenceüledékek, amelyek a viharhullámbázis alatt rakódtak le. A mésziszap

egy része a környező sekély platformokról kerülhetett a medencébe, bár az apró peloidos, mikritfoltos (clotted) szövet mikrobás közreműködésre is utalhat (automikrit). A peloidok egy része azonban egyértelműen mikritesedett bioklaszt, a mikritesedés a platformon történhetett. A jórészt szilt méretű bioklasztból álló lemezek disztális viharüledékként értelmezhetők (disztális tempestit), amelyek a viharáramlással besodort üledék legfinomabb szemcsefrakciójának lerakódása során keletkeztek. A lemezes szerkezet megőrződése a bioturbáció hiányát jelzi, ami oxigénhiányos környezetre utal. A monospecifikus conodonta-fauna is részlegesen elzárt medence környezetet jelez (KOVÁCS & NAGY 1989).



17. ábra. Laminites mészkő. Alapszelvény 3. réteg

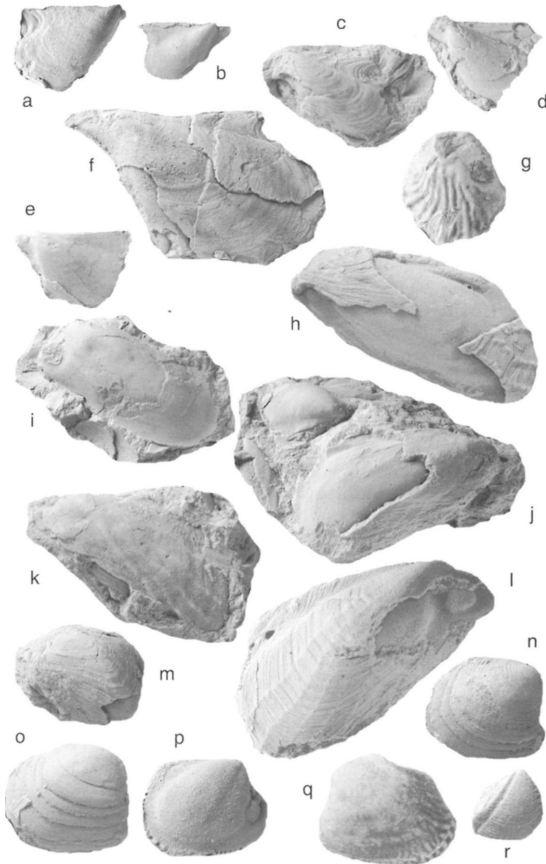
Fig. 17 Laminitic limestone. Key-section, Bed 3

#### A kagylófauna öskörnyezeti értelmezése

A Fekete-hegyi szelvényekből – jórészt ORAVECZ J. és SZILÁGYI G. gyűjtőmunkájának eredményeként – mintegy 200 meghatározható kagylópéldány áll rendelkezésre, megfelelő alapot szolgáltatva a biofácius-elemzéshez. A kokvinákat alkotó teknők zöme két csoportba sorolható, amelyek egymástól eltérő életmóddal jellemzett kagylónemzetséget képviselnek. A jórészt töredékes maradványok meghatározása nem mindig volt lehetséges. Az egyes mintákban a két taxon részaránya változó, helyenként azonban közel azonos arányban fordulnak elő.

A meghatározott példányoknak majdnem a fele a *Pteria* SCOPOLI, 1777 nemzetséget képviseli (= „*Avicula*” – 18. ábra a–c, e, f kép). A genus morfológiai bélyegeken viszonylag szegény, ám triász időszaki változatos alakjainak megnevezésére – jórészt XIX. századi szerzőknek köszönhetően – több tucatnyi név áll rendelkezésre (lásd DIENER 1923, pp. 16–27.). Ezek revíziója még nem történt meg, így az uralkodóan töredékes megtartású fekete-hegyi példányok egyelőre *Pteria* sp.-ként voltak meghatározhatók. Túlnyomó többségük a szűkebb értelemben vett *Pteria* genust képviseli, előfordulnak azonban olyan példányok is, amelyek a teknők hátulsó szárnyszerű nyúlványának külső felszínén a zárosperemmel párhuzamos vátokat hordoznak. Ez a bélyeg a korábban önálló nemzetségeként elkülönített, ám HAUTMANN (2001) által a *Pteria* subgenusának tekintett *Pteroperna* MORRIS & LYCETT, 1853 sajátossága (18. ábra, d kép). Ugyancsak megjegyzésre érdemes, hogy a Fekete-hegy kokvináiban és a közeli Cserepes-völgy e cikkben nem tárgyalt előfordulásában gyakori teknők alakja különbözik egymástól. A még megoldásra váró taxonómiai problémák és a nyílt nevezéktan alkalmazása azonban a biofácius-értékelést nem befolyásolja.

A ma élő *Pteria*-fajok byssussal rögzülő, szuszpenzióval táplálkozó epibenthosz alakok, melyek trópusi-szubtrópusi tengerekben, néhány métertől mintegy



18. ábra. Kagylók a Feketehegyi Formációból a Fekete-hegyről. Az ábrák természetes méretűek, amennyiben másként nincs jelezve. A példányokat a q jelű kivételével ammónium-klorid borítja. a–c, e, f: *Pteria* (*Pteria*) sp. c: 1,4×; e, f: 1,3×; d: *Pteria* (*Pteroperna?*) sp.; g: *Terquemia?* sp. 1,4×; h–m: *Pseudomyoconcha* sp. h: 2×; j: 1,2×, k, l: 2×; m: 1,3×; n–q: *Praeconia* sp. n–p: 2×; q: 2,4×; r: *Myophoria* sp.

Fig. 18 Bivalves from the Feketehegy Formation of the Fekete Hill. The figures show natural size, if the magnification is not indicated. The specimens are covered by ammonium-chloride unless they are marked by q. a–c, e, f: *Pteria* (*Pteria*) sp. c: 1,4×; e, f: 1,3×; d: *Pteria* (*Pteroperna?*) sp.; g: *Terquemia?* sp. 1,4×; h–m: *Pseudomyoconcha* sp. h: 2×; j: 1,2×, k, l: 2×; m: 1,3×; n–q: *Praeconia* sp. n–p: 2×; q: 2,4×; r: *Myophoria* sp.



kétszáz méterig terjedő mélységben, normális vagy ahhoz közeli sótartalmú vizekben élnek. A nemzetség típusfaja, a *P. hirundo* (LINNÉ 1758) például az Atlanti-óceánban São Paulo közelében a 70 és 80 m közötti mélységtartományban a leggyakoribb (SOARES-GOMES & PIRES-VANIN 2003). Ősföldrajzi helyzetük és a társult faunaelemek alapján feltételezhető, hogy a fosszilis formák is a maiakhoz hasonló környezetben éltek. A Fekete-hegy faunájában kőzetalkotó mennyiségben előforduló forma – alakját tekintve – emlékeztet az Atlanti-óceán Ny-i részén élő élő *P. colymbus* (RÖDING 1798) fajra, amely sekély szublitóralis mélységben él és szinte kizárólag Alcyonaria-félék (bőrkorallok) felső részéhez rögzül (STANLEY 1970). Hasonló életmód a Fekete-hegy faunája esetében is elképzelhető.

Öskörnyezeti szempontból nehezebben értelmezhető a másik domináns forma, amely *Pseudomyoconcha* sp.-ként volt meghatározható (18. ábra h–m kép), és a példányoknak több, mint 40%-át teszi ki. A faunában két morfortípus fordul elő: egy nagyobb, látszólag sima, és egy kisebb, radiális bordákkal díszített. Úgy tűnik azonban, hogy a külső héjfelszín díszítettsége közötti különbség eltérő környezeti feltételek következménye, azaz ökofenotipikus jelenség lehet. A *Pseudomyoconcha* ROSSI RONCHETTI & ALLIASINAZ, 1966 nemzetség a középső- és felső-triásból leírt, korábban a *Myoconcha* SOWERBY, 1824 genusba sorolt formákat egyesíti. Mivel az őket magában foglaló *Permophoridae* VAN DE POEL 1895 (1959) család a kréta végén kihalt, életmódjuk rekonstruálása nem támaszkodhat megfigyelésekre, csak morfofunkcionális megfontolásokra és a hasonló recens alakok ismeretén alapuló feltételezésekre. A *Pseudomyoconcha* (csakúgy, mint a *Myoconcha*) egyforma, megnyúlt teknői és előretolódott búbja nagyban emlékeztetnek a *Modiolus* LINNÉ 1758 bélégeire, ami byssussal rögzülő félig beásódó életmódra utalhat (lásd például HODGES 2000). Más szerzők szerint a *Myoconcha* teljesen az üledékbe ásódó inbenthosz forma volt (ABERHAN 1992), az epibenthosz életmód azonban mindenképpen kizárhatónak látszik. A mai *Modiolus* az aljzatban található nagyobb szemcsékhez, például kavicsokhoz rögzül. A Fekete-hegy faunája esetében a rögzülés a feltehetően jelentős mennyiségben előforduló kagylóteknőkhöz történhetett.

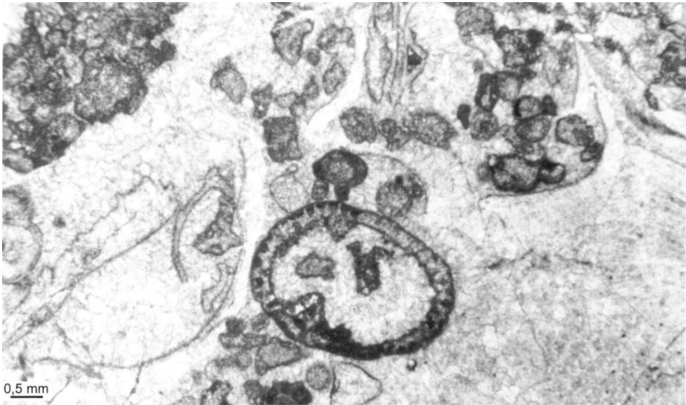
A *Myoconcha*-félék tömeges előfordulásának öskörnyezeti értelmezése ugyancsak bizonytalan. Bár uralkodóan *Myoconcha*-teknőkből álló héjfelhalmozódásokat a triásból több helyről is említ az irodalom (például BITTNER 1912, ANDO 1987), korszerű kvantitatív paleoökológiai elemzés még egyik esetében sem történt. Így sajnos nem állnak rendelkezésre adatok arról, hogy azok milyen környezetet jeleznek. A tágabb környezetre nézve esetleg ugyancsak a *Modiolus* kínálta analógia jelenthet támpontot, amelynek egyes fajai a mezozoikumban a durvaszemcséjű üledékekkel borított sekélyself uralkodó faunaelemei voltak (ABERHAN 1994).

A fentieknél jóval kisebb részarányban más kagylók is találhatóak a faunában. Ezek közül viszonylag gyakoribbak a kis mélységre beásódó *Praeconia* STOLICZKA, 1871 nemzetségbe sorolható példányok (18. ábra n–q kép), melyek érdekessége a megőrződött színmintázat (18. ábra q kép). Mivel a héjakat nagy mennyiségben tartalmazó üledék nem előnyös az inbenthosz számára, a részben vagy teljesen az üledékbe ásódó formák jelentős részaránya arra utal, hogy a kokvinák szedimentológiai „hátszaga” viszonylag finomabb szemcséjű üledékekkel jellemzett terület lehetett. Ugyancsak megjegyzésre érdemes, hogy a Fekete-hegy a

*Praeconia* második ismert előfordulási területe a triászban, az elsőt az iráni noriból írta le HAUTMANN (2001).

#### Korbesorolás

A Fekete-hegy és környékének feltártsági viszonyai messze nem elégségesek ahhoz, hogy a képződmények meglehetősen bonyolult tér- és időbeli kapcsolatait meg tudjuk állapítani. Jelentősebb időtartamot képviselő, folyamatos rétegsort



19. ábra. *Grizophorella curvata* GUEMBEL a Berda József túristaház alatti feltárásból (helyét a 3. ábrán M betű jelzi)

Fig. 19 *Grizophorella curvata* GUEMBEL from the outcrop below the Jozsef Berda Lodge (location is marked on Fig. 3 by M)

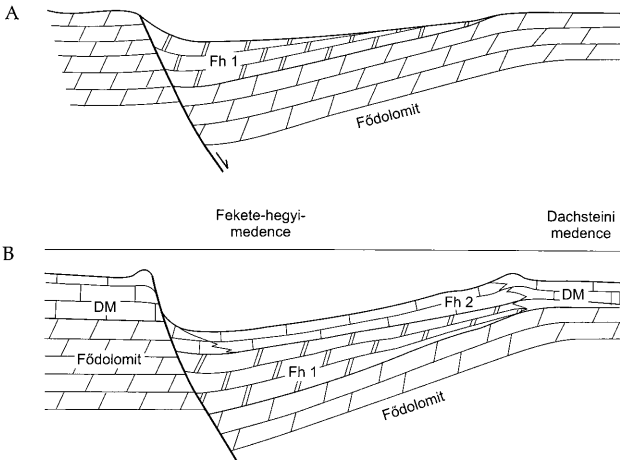
sem lehet tanulmányozni a tektonikai viszonyok miatt. A rétegtani helyzettel kapcsolatban nagy valószínűséggel feltételezhető, hogy a formáció alsó részét képviselő barnásszürke, bitumenes dolomit a Földolomitra következik. A medence kialakulásának ez a korai szakasza a noriban történhetett, de ennek pontosabb idejére vonatkozóan nem rendelkezünk adatokkal. A felső, mészkő kifejlődésű tagozat conodontákat és ammoniteseket is tartalmazó padjai a felső-noriba (a sevati alemeletbe) sorolhatók. Az alapszelvény legalsó szakasza ily módon közvetlenül korolható volt (KOVÁCS & NAGY 1989). A jelenlegi vizsgálatok során az alapszelvény 15. rétegéből *Grizophorella* sp., a 22. rétegéből emellett *Teutloporella herculea* (?) került elő. Ezek a platformról átülepített dasycladacea algtörédek karni–nori öltőjűek. Az alapszelvény fölötti sziklakibúvás aljáról vett mintából (ez hozzávetőlegesen a 3. ábrán bemutatott szelvény 26. rétegének felel meg), továbbá a Fekete-hegy tetején, a Berda József turistaház alatti kibúvásban (helyét a 3. ábrán M betű jelzi) *Grizophorella curvata* (19. ábra) került elő, ami nori korra utal. A pontosabb datáláshoz azonban sem ezek az adatok,

sem a korábban e rétegsorból közölt foraminiferák (ORAVECZNÉ SCHEFFER 1987) nem adnak megfelelő támpontot.

*A fáciesjellegek összegzése, fáciesmodell*

A kibúvások térképezése, valamint a csupán csekély rétegtani vastagságot képviselő folyamatos szelvények tanulmányozása alapján tehát a Feketehegyi Formáció képződési környezetét és az üledékképződés történetét pontosabban nem tudjuk rekonstruálni. Ahhoz azonban elégségesek a megfigyelési lehetőségek, hogy a terület általános ősföldrajzi helyzetének ismeretében és hasonló fáciesű képződmények kutatásának eredményeit figyelembe véve megkíséröljük a megfigyelt és a megfigyelések alapján értelmezett fáciesjellegek mozaikját összeilleszteni, és egységes fáciesmodellbe helyezni.

A Fekete-hegy területe a késő-karni idején kialakult nagy kiterjedésű platform-rendszer (Dachsteini-platform) belső részén, de a nyílt óceánhoz viszonylag közel eső övezetében helyezkedett el. A Feketehegyi Mészkkő lerakódásának kezdete ahhoz a tektonikus eseményhez köthető, amely a Fődolomit platformján belül kisebb-nagyobb medencék felnyílásához vezetett a középső- és a késő-nori idején (HAAS 2002). A medencefejlődés kezdeti szakaszában a platformon belül sekély, elzárt medence jött létre (20. ábra). A Feketehegyi Formáció alsó részének sötét-



20. ábra. A Fekete-hegyi-medence fejlődéstörténeti vázlatja. A – korai szakasz, a dolomit tagozat képződése. B – késői szakasz, a mészkkő tagozat képződése. Rövidítések: Fh1 – aFeketehegyi Formáció alsó része; Fh2 – aFeketehegyi Formáció felső része; DM – Dachsteini Mészkkő

Fig. 20 Draft of evolutionary history of the Feketehegy Basin. A – early stage, formation of the dolomite member. B – late stage, formation of the limestone member. Abbreviations: Fh1 – the lower part of the Feketehegy Formation; Fh2 – the upper part of the Feketehegy Formation; DM – Dachstein Limestone

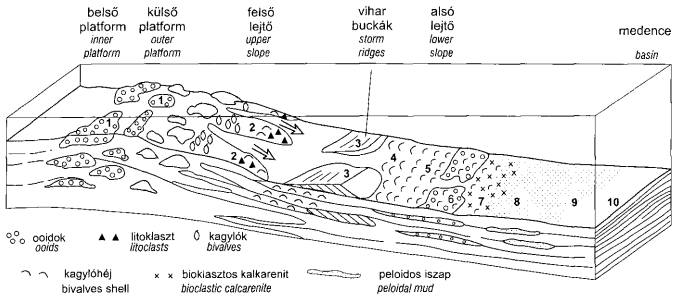
szürke, helyenként lemezes dolomitja képviseli ezt a szakaszt, amely kifejlődési jellegeiben és genetikáját illetően is hasonlít a Dunántúli-középhegység DNy-i részén ismert, közel egykorú Rezi Dolomithoz. A további blokkmozgások során azután mélyebb, feltehetően félárok-szerű intraplatform medence jött létre, amely – a pelágikus faunaelemek jelenléte alapján – már összekötetésbe került a nyílt tengerrel is. Ez a medence a késő-nori során feltöltődött (ezt a szakaszt képviselik a Feketehegyi Formáció felső részének változatos kifejlődésű mészkőrétegei) (20. ábra), majd a nori-rhaeti fordulója környékén progradáló Dachsteini-platform teljesen meghódította a medencét.

A kiterjedt platformon belül kialakult extenziós medencék fejlődésének, feltöltődésének, megszűnésének és a kisebb platformok egybeolvadásának kiváló példáját szolgáltatja a Nagy-Bahama-pad. Szeizmikus szelvények alapján megállapították, hogy a késő-kréta idején e területen jelentős méretű extenziós medence jött létre (ezt Andros-szorosnak nevezték el), amely azután részben aggradációval, részben a környező platformok progradációjával a késő-miocénig feltöltődött. Az Andros-pad és a Bimini-pad összeolvadásával ekkor jött létre a maihoz hasonló Nagy-Bahama-pad (EBERLI & GINSBURG 1989, EBERLI et al. 2001). Bár az Andros-szorosnak nevezett medence méretei nagyobbak és feltöltődésének időtartama jóval hosszabb volt, mint a Fekete-hegyi-medencéé, a medence kialakulását és szedimentációjának jellegét illetően az analógia elég szorosnak látszik. Lényeges az Andros-szoros aszimmetrikus felépítése is, ami a Fekete-hegyi-medence esetében is feltételezhető. Míg a szoros egyik oldalán meredek peremi lejtő alakult ki lejtőlábi törmelékkel, addig a másik oldalán kis hajlásszögű lejtő jött létre. Utóbbin olykor hemipelágikus üledékek lerakódása zajlott, olykor viszont a platformok progradációja vált meghatározóvá.

A Dachsteini-platform általános fáciesjellegei meglehetősen jól ismertek (FISCHER 1964, ZANKL 1971, TOLLMANN 1976, HAAS 1988, HAAS et al. 1995, MANDL 2000). A belső platformon a nagy frekvenciájú tengerszintváltozásoknak megfelelően peritidális és szubtidális környezetek váltakoztak. Számos helyen ismertek a platformperemi zátonyok és zátonyközei környezetek (FLÜGEL 1981, 2002). A Dachsteini-típusú platform és a platform mögötti medence (Kösseni-medence) átmenetének kitűnően feltárt és részletesen tanulmányozott példája a Steinplatte és környéke az Északi-Mészkőalpokban, amelynek öskörnyezeti értelmezése régóta viták tárgyát képezi. A zátonyok és az előtéri lejtő (OHLEN 1959, PILLER & LOBITZER 1979, PILLER, 1981), illetve a biohermás rámpa felfogás (STAMPTON & FLÜGEL 1989, 1995) érveinek kifejtése fontos hozzájárulást jelentett a Feketehegyi Formáció üledékképződési modelljének kidolgozásánál.

A Dachsteini-platform külső, óceán felé eső része a késő-nori idején tagoltta vált, ekkor jöhetett létre a feltehetően aszimmetrikus Fekete-hegyi-medence is. A Feketehegyi Formáció kis hajlásszögű, szinte rámpa-jellegű lejtőn felhalmozódott üledékből származtatható, amelynek a megfigyelt faciéstípusok alapján összeállított általános modelljét a 21. ábra mutatja.

A mélyebb medence kialakulása után a medenceperemeken, a hullámverési öv felett foltzátonyos (korall, mészszivacs zátonyépítők mikrobás bekéregzőkkel), illetve ooidos környezetek alakulhattak ki (PILLER 1981, FLÜGEL 1981, 2002). Az ooidos grainstone (1. faciéstípus) platformperemi ooidos dombok üledékeként



21. ábra. A Feketehegyi Formáció felső tagozatának üledékképződési modellje, az elkülönített fácies-típusok feltételezett lerakódási helyével. A számok a tárgyalt fácies-típusok szövegben szereplő sorszámjai

Fig. 21 Depositional model for the upper member of the Feketehegy Formation showing assumed sites of deposition of the facies-types distinguished. The numbers mark serial numbers of the facies-types discussed in the text

értelmezhető. A platformperemen, illetve a platformelőteri lejtő legfelső részén kialakult foltzátányok közvetlen közelében rakódtak le a zátonytörmelékenes floatstone típusú üledékek (2. típus). Valószínűleg a platform peremén éltek nagy tömegben a *Pseudomyoconcha*, míg a kis hajlásszögű platformelőteri lejtő sekély, felső részén a *Pteria* nemzetségbe tartozó kagylók, amelyek teknőiből az áramlások, illetve viharok által összesosott kagylókokvina dombok uralkodó hányada felépült. A kereszttrétegzés jellege tartós, erős áramlásra utal. Tekintettel arra, hogy a halmokban a környező platformról, illetve az előteri lejtő felső részéről származó kagylóhéjak és egyéb karbonátzemcsék halmozódtak fel, az áramlás a platform felől a medence felé irányulhatott. Ez valószínűleg az egykori uralkodó szélirányt is jelzi. A lejtő mélyebb részein, de még a viharhullámbázis fölött gyakran jelentős mennyiségben rakódtak le átülepített ooid- és erősen koptatott (mikritperemű, vagy teljesen mikritesedett) bioklasztzemcsék, valamint olykor zátony eredetű bioklasztok, továbbá különböző származási helyű litoklasztok is. A platformtól távolabb finomszemű gradált temesztitek üledtek le a viharáramlások nyomán. A viharhullámbázis alatt vékony, disztális temesztit-lemezekkel tagolt, mikrites medenceüledékek keletkeztek. A lemez szerkezet megőrződése bioturbációtól mentes, oxigénhiányos környezetre utal.

A rétegsor folyamatos szakaszai – elsősorban az alapszelvény rétegsora (5. ábra) alapján – a fáciesek egymásra következésének rendjére vonatkozóan is rendelkezünk információkkal. Az alapszelvényben a medencefáciású rétegek felett éles határral jelenik meg a hullámbázis fölött lerakódott kagylókokvina, amelybe már csupán disztális temesztit laminákat tartalmazó, vékony, medencefáciású rétegek iktatódnak be. Ez a jelentős fáciesváltozás számottevő tengerszinteséssel értelmezhető, amelynek következtében a viharhullámbázis alatti lejtőrész a viharhullámbázis fölé került. A határ azonban feltehetően eróziós, tehát az átmeneti fáciesek esetleg az erózió miatt hiányozhatnak. Az alapszelvény felsőbb

részének rétegsora mélyülő tendenciát mutat, a viharhullámbázis alatt és a közvetlenül e felett lerakódott rétegek váltakozásával. Az alapszelvény rétegsorában tehát van nyoma a méteres nagyságrendű, vízszintváltozásra utaló ciklicitásnak, de a feltártság ennek bizonyítására és a ciklusok felépítésének, jellegének meghatározására nem elégséges.

A hegyoldalban felvett szelvényben (3. *ábra*) kétségtelenül megtalálhatók a Dachsteini Mészkö szubtidális fáciesének jellegait mutató kőzetfajták is (pl. ooidos grainstone, peloidos wackestone). Ugyanakkor a Feketehegyi Formáció jellegzetes kagylókokvináit figyeltük meg azokban a rétegekben is, amelyek közvetlenül a Berda József menedékház alatt bukkanak elő. A tektonikai viszonyok miatt a Feketehegyi és a Dachsteini Formáció laterális és vertikális kapcsolatait nem tudtuk tisztázni.

### Felsőgalla, Kálvária-hegy

A felsőgallai Kálvária-hegy triász képződményeiről lényegesen kevesebb irodalmi adat áll rendelkezésre, mint a Fekete-hegyről. TAEGER (1909), majd az őt követő szerzők többsége a Kálvária-hegy tömegét alkotó felső-triász alaphegység DK-i részét a földolomtba, ÉNy-i részét pedig a dachsteini mészkőbe sorolta. MAROS (1989) a Kálvária-hegy Ny-i lejtőjén feltárt márgaközös dolomitot az ún. „átmeneti rétegekkel” azonosította, ami a mai litosztratigráfiai rendszerben a Dachsteini Mészkö Fenyőfői Tagozatának felel meg.

#### *Földtani helyzet, litológiai jelek, mikrofácies*

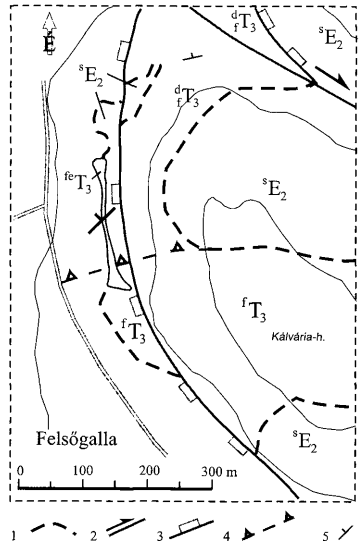
A felsőgallai Kálvária-hegy triász rétegsorát a nyugati hegyoldalban, illetve az egykori sportpálya déli szélén kibukkanó sziklafal tárja fel (22. *ábra*). A túlnyomórészt pados–vastagpados dolomitból és dolomitos mészkőből álló rétegsoron belül egy jól rétegzett összlet települ, amelynek rétegsorát márga, mészmárga és változó mértékben dolomitosodott mészkő váltakozása alkotja. A márga és a mészmárga lemezes–leveles elválású, sötétszürke, vagy szürke. A mészkő vastagréteges–pados, szürke, barnásszürke vagy drapp, helyenként utólagosan vörösre színeződött. A mészkő szövete általában mikrit vagy mikropátit, a rétegsor felső szakaszán litoklasztokkal és kalkarenit betelepülésekkel. Az összletet felépítő kőzetek magas szervesanyag tartalmúak, ütésre erős bitumenszagot árasztanak.

A rétegsor erősen tektonizált, gyúrt. A márgarétegek préseltek, amelyek között a mészkő padok szigmoidális kihengerelt testek, duplex szerkezetek formájában jelennek meg (MAROS 1989).

A rétegsor települési helyzete bizonytalan, mivel mind az alsó, mind a felső kontaktusa tektonikus. A vizsgálat tárgyát képező rétegsor alatt erősen összetört, vastagpados, vörös kalcit telérekkel átjárt dolomit található (Földolomit), amellyel – az inverz vetőkarcok alapján – feltehetően feltelődás mentén érintkezik (MAROS 1988). A márgabetelepüléses, vékonyréteges szakasz a felette lévő vastagpados mészkővel flexura mentén érintkezik.

22. ábra. A felsőgallai Kálvária-hegy földtani térképe (KERCSMÁR 2005 alapján, egyszerűsítve). A vizsgált szelvény helyét a rétegdőlés kiemelt szimbóluma jelzi a Feketehegyi Formáció feltárásában. Jelmagyarázat: 1. települt képződményhatár; 2. eltolódás; 3. normál vető; 4. feltolódás; 5. rétegdőlés. Rövidítések:  $fT_3$  – Földolomit Formáció;  $feT_3$  – Feketehegyi Formáció;  $dT_3$  – Dachsteini Mészkö Formáció, Fenyőfői Tagozat;  $sE_2$  – Szőci Mészkö Formáció

Fig. 22 Geological map of the Kálvária Hill, Felsőgalla (after KERCSMÁR 2005, simplified). Location of the section studied is marked by bold symbol of the dipping. Legend: 1 depositional formation boundary, 2 lateral displacement, 3 normal fault, 4 reverse fault, 5 dipping. Abbreviations:  $fT_3$  – Földolomit Formation,  $feT_3$  – Feketehegyi Formation,  $dT_3$  – Dachstein Limestone Formation, Fenyőfői Member,  $sE_2$  – Szőci Limestone Formation



A részletesen vizsgált szelvény 8,5 m vastagságú triász rétegsort tár fel a diszkordánsan települő eocén képződmények alatt (23. ábra).

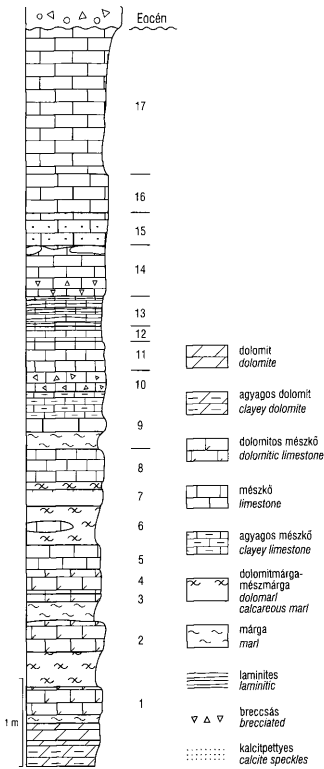
A feltárt rétegsor alsóbb része (1–9. réteg) sötétszürke márga, mészmárga és sötétszürke, barnásszürke dolomitos mészkő, illetve mészkőrétegek váltakozásából épül fel. A rétegek vastagsága 20–50 cm között változik.

A rétegsor legalsó agyagos mészkő padja wackestone szövetű, finomhomok-aleurit méretű bioklaszt szemcsékkal, amelyek uralkodóan echinodermata váztörödékek. Egy vékony rétegben viszonylag sok a nagyobb méretű (középszemű kalkarenit) crinoidea és kagylóhéj töredék, a bioklasztokon gyakran bakteriopirités bevonat van.

Az előlött következő dolomitos mészkő rétegekre a peloidos mikrit, mikropátit szövet a jellemző, egészen apró (50–80  $\mu\text{m}$  méretű), többnyire határozott körvonalú peloidokkal. Hasonló átmérőjű csőszerű, mikritfalú alakulatok metszetei is felismerhetők, amelyek feltehetően cyanobaktériumok tevékenységhez köthető elmeszesedett maradványok.

A 2. rétegben valószínűleg szivacstű eredetű calcitmoldok figyelhetők meg.

A 4. rétegben gyakoriak a szerves anyagú fitoklasztok, a piritesedett maradványok. A 6. rétegben néhány *Thaumatoporella* töredéket találtunk. A 8. rétegben gyakoriak a vékonyhéjú ostracodák metszetei, emellett *Earlandiák* és milliméteres pirites járatkítőlések is megfigyelhetők. A 9. rétegben 3–4 mm-es kagylóhéjtöredék és több egyéb apró mollusca héjtöredék, valamint *Thaumatoporella* maradvány és szálas szövetekre emlékeztető mikrobialit töredék volt.



23. ábra. A Kálvária-hegy Ny-i oldalán feltárt triász rétegsor szelvénye

Fig. 23 Triassic sequence on the western side of the Kálvária Hill

A 13. réteg sötétszürke, hullámos laminites, flázeres szerkezetű agyagos mészkő. Csomós-foltos peloidos (clotted) wackestone szövet jellemzi, amely olykor felszakadt, breccsásodott. Kevés vékony héjú ostracoda, *Thaumatoporella* és szabálytalan alakú vagy csőszerű, mikrit falú maradványok figyelhetők meg. A 14. réteg világos barnásszürke mészkő. Csomós-foltos, apró vékony héjtöredékeket tartalmazó mikrit és szemcséket alig tartalmazó mikropátit réteglemezek váltakozásából áll, sztromatolit jellegű.

MONOSTORI M. vizsgálatai szerint (szóbeli közlés) a dolomitos mészkőrétegek közé települő dolomitmárga rétegeiben jellegzetes ostracodatársulás található, amelyre a nagy egyedszám és nagyon kis fajszám jellemző. A rossz megtartású együttesben is felismerhetők a *Renngartenella* és a *Kerocythere* genus képviselői, ugyanakkor hiányoznak a normális tengeri sótartalom mellett gyakori *Bairdiiaadaek*.

SIEGLNÉ FARKAS A. palynológiai vizsgálatai szerint a bitumenes márga szerkes mikrofáciése nagy mennyiségű szerves anyagból (epidermisz töredék, szén és gyanta szemcsék) és sok, de erősen oxidált, rossz megtartású spormorphából tevődik össze (szóbeli közlés). A szegényes asszociációban, amelyben az ősi nyitvatermőket képviselő *Circumpolles* csoport az uralkodó, a következő taxonok fordultak elő: *Todisporites* sp., *Alisporites* sp., *Camerosporites secatus*, *Circumpolles* div. sp., *Duplicosporites* cf. *verrucosus*, *Ovalipollis* cf. *brutus*. A palynológiai vizsgálatok során gyantamaradványok is előkerültek.

HETÉNYI Magdolna Rock-Eval vizsgálatai szerint a sötétszürke márgából vett minta szervesszéntartalma 3,6%. Az éretlen szerves anyag nagy hidrogéntartalmú, a kiváló olaj anyakőzet kategóriájába tartozik, szénhidrogén potenciálja 22,4 kgCH/t kőzet. A BALÁZS E. és KONC I. által ugyanebből a szakaszból vett minták szerves geokémiai vizsgálata a következő eredményeket adta: 16,54 mg/CH/g; TOC=2,55%; HI=649 mgCH/gTOC (KONC I. szóbeli közlés).

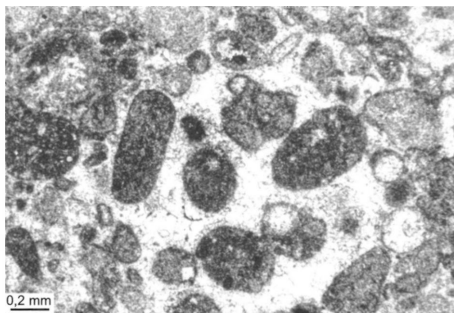


A 15. réteg világos barnásszürke mészkövének szövete az előzőektől jelentősen eltér, a Dachsteini Mészkő szubtidális lagúnafáciesére emlékeztet. Sok Favreina-típusú fekális pelletet, továbbá pseudo-oid szemcséket és mikritesedett, erősen koptatott bioklasztokat tartalmazó packstone–grainstone (24. ábra). A foraminiferák közül a *Nodosariidaek*, *Glomospira* sp. és *Trochammina* sp. mellett néhány erősen átkrisályosodott gömbszerű forma is megfigyelhető volt, ezek azonban nem a késő-nori–rhaeti *Triasina hantkeni* faj képviselői, hanem feltehetően a késő-triászban végig jellemző *Aulotortus* csoporthoz tartoznak (GÖRÖG Á szóbeli közlés).

Efelett világos barnásszürke mészkő két padja található. A felső, vastag padra (17. réteg) már eocén képződmények települnek. A 17. rétegből vett egyik minta szövete peloidos wackestone, határozott körvonalú apró peloidokkal és csomós-foltos peloidos szövettel, amelyben vékony ostracoda héjtörödékek, és apró, mikrit falú, csőszerű páttal kitöltött maradványok (25. ábra) találhatóak. Egy másik mintában breccsásodott szövet látszik, helyben felszakadt üledéklemekkel. A vékony réteglemezeken belül száradási repedések is megfigyelhetők.

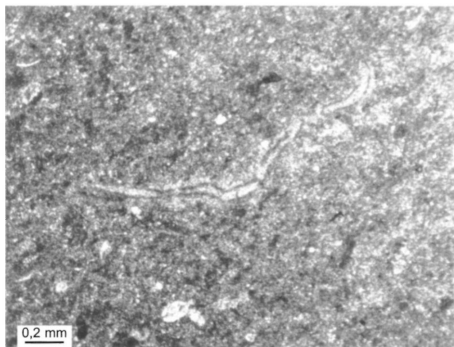
24. ábra. Fekális pelleteket és mikritesedett bioklaszt szemcséket tartalmazó packstone. Kálvária-hegy szelvénye 15. réteg

Fig. 24 Packstone with faecal pellets and micritized bioclasts. Kálvária Hill section, Bed 15.



25. ábra. Peloidos wackestone, mikrit falú, csőszerű maradványokkal. Kálvária-hegy szelvénye 17. réteg

Fig. 25 Peloidal wackestone with tubular remnants of micritic wall. Kálvária Hill section, Bed 17



*Fáciesértelmezés és korbesorolás*

A fent jellemzett rétegsor változó mértékben elzárt medencében keletkezhetett.

A legalsó pad (1. réteg) echinodermata maradványai normális sótartalmat jeleznek, a bakteriopirit a víz–üledék határ alatt oxigénhiányos környezetre utal.

A márga–mészkö váltakozásos szakasz elzárt sekély medencében, túlsós lagúnában rakódhatott le. Az elzártsgot jelzi a kőzet jelentős szervesanyag tartalma. Az ostracodafauna vizsgálata alapján, MONOSTORI M. értelmezése szerint a *Remngartenella* és a *Kerocythere* genusokból álló együttes hipersalin körülményeket jelezhet. Hasonló együttes került elő a karni Sándorhegyi Mészköből a Balaton-felvidéken (MONOSTORI 1994), ahol a *Remngartenella*–*Kerocythere* gyakorisági sorrendje közepesen, illetve kevésbé túlsós vizet jelez. Hasonló jellegű ingadozás a Kálvária-hegy rétegsorában is feltételezhető a gyakoriság alapján.

SIEGLNÉ FARKAS Á. szóbeli közlése szerint a *Circumpolles* dominancia arid klímát, a nagy mennyiségű szerves anyag és a szénszemcsék szögletes alakja pedig közeli szárazulati lehordási területet jelez. A sporomorpha összetétel alapján a rétegsor karni korbesorolása a legvalószínűbb, de nori besorolása sem zárható ki. Említést érdemel, hogy gyantaszemcsék a dunántúli-középhegységi triászban eddig kizárólag a Sándorhegyi Mészköből kerültek elő (BUDAI & CSILLAG 2000). GIANOLLA et al. (1998) a gyantaszemcsék előfordulását a juli/tuvali határon lezajlott globális klímaváltozáshoz – humid eseményhez – köti.

A rákkoprolit eredetű pelletek gyakorisága és a foraminifera fauna alapján a 15. réteg sekély szubtidális, kevésbé elzárt, gyenge vízmozgással jellemezhető normális sótartalmú belső platformon, illetve lagúna környezetben képződhetett. A rossz megtartású foraminiferák alapján a kor nem pontosítható, a karni–nori intervallumban adható meg.

A felette következő rétegek szöveti jellegei ismét elzártabb, lagúna jellegű környezetre utalnak. Az aljzat mikrobaszőnyeg alakulhatott ki. A sekély lagúna időszakos kiszáradását jelzik a felszakadt üledéklemek és az azokon megfigyelhető száradási repedések.

A Kálvária-hegy rétegsora tehát a nyílt tengertől elzárt, platformon belüli kisebb, sekély medencében képződhetett. Uralkodóan arid klímán kialakult szél-sőséges környezet feltételekre utal az ostracoda-fauna endemikus jellege, valamint a sporomorpha-együttes összetétele. A gyantamaradványok rövid humid klímaeseményt jelezhetnek.

A Kálvária-hegyen feltárt márgás rétegsor rétegtani (lito- és kronosztratigráfiai) besorolása továbbra sem nevezhető kielégítően megoldottnak. A Dunántúli-középhegység ismert felső-triász kifejlődései közül ez a képződmény lito- és biofáciesét tekintve kétségtelenül közelebb áll a Sándorhegyi Formációhoz, mint a típusos Feketehegyi Formációhoz. Nem áll távol viszont e rétegsor kifejlődése a Feketehegyi Formáció alsó, dolomitos szakaszától, amelynek jellegei ugyancsak elzárt medencében való képződésre utalnak.

A Kálvária-hegy rétegsorába a Sándorhegyi Formáció aligha illeszthető be. Ha viszont tektonikus kontaktussal számolunk, az a Fődolomit és a Dachsteini Mészkö alsó tagozata között igen jelentős amplitúdójú tektonikai elem feltétele-

zését tenné szükségessé, és ez a Tatabányai-medence szerkezetéről eddig kialakult elképzeléseket alapvetően megváltoztatná. Ezt a jelenlegi ismeretek mellett nem tartjuk megalapozottnak és indokoltnak. Ezért a vizsgált rétegsort feltételesen a Feketehegyi Formációba soroljuk. A rétegsor a medencefejlődés korai szakaszát képviselheti, amelynek során az üledékek a medence peremén rakódhattak le. A medence területét nem sokkal ezt követően a Dachsteini-platform viszonylag rövid időn belül visszafoglalhatta.

### Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki MONOSTORI Miklósnak (ELTE), GÖRÖG Ágnesnek (ELTE) és SIEGLNÉ FARKAS Ágnesnek (MÁFI) az általuk végzett mikropaleontológiai vizsgálatok eredményeinek rendelkezésünkre bocsátásáért, HETÉNYI Magdolnának (Szegedi Egyetem), továbbá BALÁZS Endrének és KONC Istvánnak (Mol Rt.) szerves geokémiai eredményeik közléséért. Köszönjük VÖRÖS Attilának (MTA–MTM Paleontológiai Kutatócsoport) és TÖRÖK Ákosnak (BME) hasznos lektori észrevételeiket.

### Irodalom – References

- ABERHAN, M. 1992: Palökologie und zeitliche Verbreitung bentischer Faunengemeinschaften im Unterjura von Chile. – *Beringeria* 5, 3–174.
- ABERHAN, M. 1994: Guild-structure and evolution of Mesozoic benthic shelf communities. – *Palaos* 9, 516–545.
- AIGNER, T. 1982. Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds): *Cyclic and Event Stratification*, 180–198, Springer, Berlin.
- ANDO, H. 1987: Paleobiological Study of the Late Triassic bivalve *Monotis* from Japan. – *Bulletin of the University Museum, the University of Tokyo* 30, 1–110.
- BALOGH K. 1961: A Buda–Pilis hegység triász képződményeinek problematikája. – Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest
- BALOGH, K. 1981: Correlation of the Hungarian Triassic. – *Acta Geologica Hungarica* 24, 3–48.
- BITTNER S. 1912: Bakonyi triász-lamellibranchiatak. – A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I (1), Függelék: A Balatonmellék paleontológiája 2, 97 p., 9 tábla.
- BUDAI T. & CSILLAG G. 2000: Záróbeszámoló „A Bakony és a Vértes–Gerecse ladin–karni rétegsorának összefoglaló vizsgálata és értékelése” c. OTKA kutatás eredményeiről. – Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest
- BUDAI T. & KOVÁCS S. 1986: A rezi dolomit rétegtani helyzete a Keszthelyi-hegységben. – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1984-ről*, 175–191.
- DIENER, C. 1923: Lamellibranchiata triadica. – *Fossilium Catalogus I: Animalia. Pars* 19, 257 p.
- EBERLI, G. P. & GINSBURG, R. N. 1989: Cenozoic progradation of NW Great Bahama Bank – A record of lateral platform growth and sea-level fluctuations. – In: CREVELLO, P. D., SARG, J. F., WILSON, J. L., READ, J. F. (eds): *Controls on Carbonate Platform and Basin Evolution*, *SEPM Spec. Publ.* 44, 339–355.
- EBERLI, G. P., ANSELMETTI, F. & KENTER, J. A. M. 2001: Calibration of seismic sequence stratigraphy with cores and logs. – In: GINSBURG, R. N. (ed.): *Subsurface geology of a prograding carbonate platform margin, Great Bahama Bank: results of the Bahamas Drilling Project*, Tulsa, 241–266.
- FISCHER, A. G. 1964: The *Lofer* cyclothems of the Alpine Triassic. – *Kansas Geol. Surv. Bull.* 19, 107–149, Lawrence
- FLÜGEL, E. 1981: Upper Triassic Reefs in the Northern Alps. – In: FLÜGEL E. (ed.): *International Symposium on Triassic Reefs*, Erlangen. Guide Book, 49–85.

- FLÜGEL, E. 2002: Triassic reef patterns. – In: KIESSLING W, FLÜGEL E. & GOLONKA J. (eds) Phanerozoic reef patterns. *SEPM Spec. Publ.* 72, Tulsa, 391–463.
- GIANOLLA, P, RAGGAZI, E. & ROGGI, G. 1998: Upper Triassic umber from the Dolomites (Northern Italy). A paleoclimatic indicator? – *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia* 104/3, 381–390.
- HAAS, J. 1988: Upper Triassic carbonate platform evolution in the Transdanubian Mid-Mountains. – *Acta Geologica Hungarica* 31, 299–312.
- HAAS, J. 2002: Origin and evolution of Late Triassic backplatform and intraplateau basins in the Transdanubian Range, Hungary. – *Geologica Carpathica* 53/3, 159–178.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZYN, L. & LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine North Pannonian domain. – *Tectonophysics* 242, 19–40.
- HAUTMANN, M. 2001: Die Muschel fauna der Nayband-Formation (Obertrias, Nor-Rhät) des östlichen Zentraliran. – *Beringeria* 29, 3–181.
- HODGES, P. 2000: The Early Jurassic Bivalvia from the Hettangian and Lower Sinemurian of South-West Britain. – *Monograph of the Palaeontographical Society London* 1, 1–64. (Publ. No. 614).
- KERCSMÁR Zs. 2005: A tatabányai eocén medence földtani felépítésének és fejlődéstörténetének újabb kutatási eredményei, üledékföldtani és tektono-szedimentológiai vizsgálatok alapján – Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KOCH A. 1871: A Szt.-Endre-Visegrádi és Pilis hegység földtani leírása. – *Földtani Intézet Évkönyve* 1/2, 141–198.
- KOLOSZÁR L. 1981: A fekete-hegyi erdészeti út szelvényének üledékföldtani és mikropaleontológiai vizsgálata. – Kézirat. Egyetemi szakdolgozat, ELTE Földtani Tanszék, 45 p.
- KOSTIC, B. & AIGNER, T. 2004. Sedimentary and poroperm anatomy of shoal-water carbonates (muschelkalk, South-German Basin): outcrop-analogue study of inter-well casing scale. – *Facies* 50, 113–131.
- KOVÁCS S. & NAGY G. 1989: A Pilis hegység aviculás és halobias mészkőösszetételének kora. – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1987-ről*, 95–129.
- LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei* 1/1, 617 p.
- MANDL, G. W. 2000: The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – *Mitteilung Österr. Geol. Ges.* 92, 61–77.
- MAROS Gy. 1988: A Gerecse és a Vértes közötti vidék tektonikája. – In: VÉGH S.-né (szerk.): A Gerecse előter kutatásának földtani eredményei. Szerkesztés előtti első változat. – Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest
- MAROS Gy. 1989: Üledékföldtani és tektonikai megfigyelések Felsőgalla, Kálvária-hegyen. – Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- MONOSTORI, M. 1994: Ostracod evidence of the Carnian Salinity Crisis in the Balaton Highland, Hungary. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 193/3, 311–331.
- NAGY G. 1964a: A Dorogi-medence keleti peremének hegység szerkezeti kérdései. – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1961-ről*, 315–322.
- NAGY G. 1964b: A Dorogi-medence keleti peremének földtani felépítése. – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1962-ről*, 183–194.
- NAGY G. 1968: Magyarázó a Dorogi-medence földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Pilisszentlélek. – Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- OHLEN, H. R. 1959: The Steinplatte reef complex of the Alpine Triassic (Rhaetian) of Austria, – Diss. Univ. Princeton, 122 p., Princeton.
- ORAVECZ J. 1961: A Gerecse és a Buda-Pilisi-hegység közötti rögtérület triász képződményei. – *Földtani Közöny* 91/2, 173–185.
- ORAVECZ J. 1968: A Budai-hegység földtani felépítése. – In: *Budapest hévizei*, 11–25, Vituki, Budapest.
- ORAVECZ J. 1987: Pilisszentlélek, Fekete-hegy. – Magyarország geológiai alapszelvényei. Földtani Intézet kiadványa, 4 p. Budapest.
- ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1987: A Dunántúli-középhegység triász képződményeinek foraminiferái. – *Geologica Hungarica series Paleontologica* 50, 331 p.
- PILLER, W. 1981: Steinplatte (Tiro). – In: FLÜGEL, E. (ed.): International Symposium on Triassic Reefs, Erlangen. Guide Book, 171–184.

- PILLER, W. & LOBITZER, H. 1979: Die obertriassische karbonatplattform zwischen Steinplatte (Tirol) und Hochkönig (Salzburg). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 171–180.
- SCHAFARZIK F. 1884: Jelentés az 1883. év nyarán a Pilis hegységben eszközölt földtani részletes felvételről. – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1883-ról*, 91–114.
- SCHAFARZIK F. & VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. – Budapest, 341 p.
- SOARES-GOMES, A. & PIRES-VANIN, A. M. 2003: Padrões de abundância, riqueza e diversidade de moluscos bivalves na plataforma continental ao largo de Ubatuba, São Paulo, Brasil: uma comparação metodológica. – *Revista Brasileira de Zoologia* 20/4, 717–725.
- STACHE, G. 1866: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Waitzen in Ungarn. – *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt* 16/3, 277–328.
- STANTON, R. J. & FLÜGEL, E. 1989: Problems with reef models: the Late Triassic Steinplatte „reef” (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies* 20, 1–138.
- STANTON, R. J. & FLÜGEL, E. 1995: An accretionary distally steepened ramp at an intrashelf basin margin: an alternative explanation for the Upper Triassic Steinplatte „reef” (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Sedimentary Geology* 95, 269–286.
- STANLEY, S. M. 1970: Relation of Shell Form to Life Habits of the Bivalvia. – *Geological Society of America Memoir* 125, 296 p.
- TAAGER H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. – *Földtani Intézet Évkönyve*. 17/1, 1–256.
- TOLLMANN, A. 1976. Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – Deuticke, Wien, 766 p.
- TÖRÖK, Á. 1993: Storm influenced sedimentation in the Hungarian Muschelkalk. – In: HAGDORN, H. & SEILACHER, A. (eds): Muschelkalk, Schöntaler Symposium 1991, Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 2. Goldschenek, Stuttgart–Korb, 133–142.
- TÖRÖK, Á. 1998: Controls on development of Mid-Triassic ramps: examples from southern Hungary. – In: WRIGHT, V. P. & BURCHETTE T. P. (eds) Carbonate ramps. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 149, 339–367
- VÉGH S-né 1978: Calcarie de Fekete-hegy. – In: *Lexique Stratigr. Intern.*, 1.9. Hongrie, Paris, 205–206.
- ZANKL, H. 1971: Upper Triassic carbonate facies in the Northern Limestone Alps. – In: MÜLLER, G. (ed.): *Sedimentology of Central Europe, Guidebook*, 147–187, Frankfurt.
- Kézirat beérkezett: 2005. június 15.



# A Sándorhegyi Formáció szervetlen geokémiai vizsgálatának eredményei (Pécselyi Tagozat, Nosztori-völgy)

*Inorganic geochemistry of Sándorhegy Formation  
(Pécsely Member, Nosztor Valley, Hungary)*

RAUCSIK Béla<sup>1</sup> – HORVÁTH Hajnalka<sup>1</sup> – R. VARGA Andrea<sup>2</sup>

(12 ábra, 3 táblázat)

*Tárgyszavak: bitumenes mészkő, őskörnyezet, késő-juli, Balaton-felvidék*  
*Keywords: bituminous limestone, palaeoenvironment, Late Julian, Balaton Highland*

## Abstract

In this paper, we provide a multi-proxy inorganic geochemical study of the organic-rich limestones of the Sándorhegy Formation (Pécsely Member, Csopak, Nosztor Valley) in NW Hungary embedded in a palaeoenvironmental framework.

Limestone samples studied can be subdivided into three lithotypes on the basis of bedding and lamination: (1) thick-bedded limestone, (2) thin-bedded limestone and (3) laminite. Relative to the PAAS, major and trace element enrichment factors show quite uniform distribution pattern of all samples indicating constancy of palaeoenvironmental conditions (e.g. terrigenous input, provenance). All of the samples studied are characterized by relatively high enrichment in  $P_2O_5$ , Th, Nb, Y and Ba reflecting enhanced primary productivity. Potassium enrichment suggests illitic weathering in semi-arid to arid climate. Patterns of redox-sensitive trace-element concentrations as Al-normalized values together with the results of the V/(V+Ni) ratio and C–S–Fe relationships (e.g., S–TOC plot,  $Fe_{tot}$ –TOC– $S_{tot}$  ternary diagram and DOP) indicate that the sediments studied may have accumulated under Fe-limited anoxic (possibly euxinic) condition.

High difference between calculated and measured DOP values clearly shows that the composition of the reactive and pyrite fractions is strongly affected by outcrop weathering. Therefore, the DOP and DTMP values can not be used to interpret the palaeoredox condition. On the other hand, a robust increase of the DTMP values suggests variations in (1) sedimentation rate and/or (2) organic carbon reservoir including relative input of terrestrial versus marine organic matter.

## Összefoglalás

Dolgozatunkban – ökoszisztémái keretbe illesztve – a Sándorhegyi Formáció szervesanyagban gazdag mészköveinek (Pécselyi Tagozat, Csopak, Nosztori-völgy) részletes szervetlen geokémiai jellemzését mutatjuk be.

A rétegzés típusa alapján a vizsgált mintákat vastagréteges mészkő, vékonyréteges mészkő és laminit csoportokba soroltuk. Litológiától függetlenül valamennyi minta PAAS összetételhez viszonyított, Al-normált fő- és nyomelem dúsulási tényezőjének eloszlása hasonló, amely a vizsgált szelvény kialakulásakor közel állandó környezeti feltételekre (pl. terrigén beszállítás mértéke, lehordási terület típusa) utal. A  $P_2O_5$ , a Th, a Nb, az Y és a Ba nagy dúsulási tényezője megnövekedett elsődleges bioproduktivitást tükröz. A K-gazdagodás illites mállást sugall, arid-szemiarid éghajlati feltételek mellett. Az Al-normált redox-érzékeny nyomelemek koncentrációjának eloszlása, valamint

<sup>1</sup>Veszprémi Egyetem, Föld- és Környezettudományi Tanszék, 8200 Veszprém, Egyetem u. 10,  
e-mail: raucsik@almos.vein.hu

<sup>2</sup>ELTE Közvetlen és Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C,  
e-mail: raucsikvarga@freemail.hu

a  $V/(V+Ni)$  arány és a C–S–Fe rendszer (S–TOC diagram,  $Fe_{tot}$ –TOC– $S_{tot}$  háromszögdiagram, DOP) összefüggései arra utalnak, hogy a vizsgált képződmény felhalmozódása Fe-korlátozott, anoxikus (valószínűleg euxin) körülmények között ment végbe.

Az analitikailag meghatározott és a becslő DOP értékek közötti nagy különbség egyértelműen jelzi, hogy a reaktív- és a pirít-frakció összetételét a felszíni mállás erősen befolyásolta, ezért a DOP és a DTMP viszonyszámok nem használhatók fel a redox körülmények közvetlen jellemzésére. A DTMP arányokban megfigyelhető hirtelen növekedés azonban az üledékképződés sebességében és/vagy az üledékgyűjtőbe kerülő szervesanyag típusában bekövetkező változásra utalhat.

## Bevezetés

A földtörténeti múlt óceánográfiai és éghajlati változásairól a tengeri üledékek és üledékes kőzetek fontos információkat hordoznak. Ezek a környezeti változások globálisak vagy lokálisak, valamint periodikusan ismétlődőek vagy eseményszerűek lehetnek. Az üledékgyűjtő medence környezeti viszonyaiban (pl. a medencealjzat morfológiája, az üledék, a pórusvíz és a tengervíz kemizmusa, a tektonikai aktivitás, a lepusztuló kontinentális háttérben uralkodó mállási viszonyok változásai) bekövetkező változások alapvetően befolyásolják a szervesanyag termelését és megőrződését alakító tényezőket (EINSELE et al. 1991; ARTHUR & SAGEMAN 1994; BELLANCA et al. 1996). Megfelelő környezeti viszonyok esetén szervesanyagban gazdag üledékek rakódhatnak le (RAISWELL et al. 1988; WEAVER 1989; CALVERT & PEDERSEN 1992, 1993; ALGEO & MAYNARD 2004; CRUSE & LYONS 2004; SCHULTZ 2004). Részletes szerves, illetve szervesetlen geokémiai vizsgálattal lehetőség nyílik arra, hogy feltárjuk a tanulmányozott szervesanyagban gazdag rétegsor kialakulását előidéző környezeti tényezőket, meghatározzuk azok szerepét, valamint modellezzük azok változásait az adott területen.

Munkánk során a Balaton-felvidék triász időszak képződményei közül a Sándorhegyi Formáció szervesanyagban gazdag kifejlődésének részletes szervesetlen geokémiai vizsgálatát végeztük el (Pécselyi Tagozat, Nosztori-völgy, Dunántúli-középhegységi-egység). A Dunántúli-középhegység szénhidrogén-prognózisához kapcsolódva ezt a képződményt elsősorban szerves geokémiai szempontból vizsgálták, a korábbi anyagfeldolgozás során a szervesetlen geokémiai módszerek háttérbe szorultak (BIHARI et al. 1985). Az elvégzett nyomelem-geokémiai vizsgálatok – színképelemzéses módszerrel – az Pb, a Cu, a Mo és a Ni koncentrációjának meghatározására terjedtek ki. A szerzők a Cu/Mo arány alapján – pontos rétegtani helyzet megjelölése nélkül – redukzív környezetben képződött összetetteket mutattak ki a felső-triász karbonátos képződmények között.

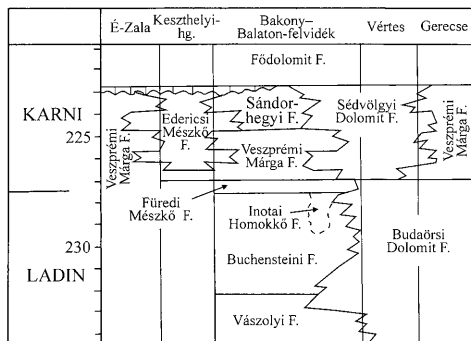
Kutatásunk a Sándorhegyi Mészke Pécselyi Tagozatának szedimentológiai, kőzettani és paleoökológiai fáciesértelmezése (CSILLAG & HAAS 1993; MONOSTORI 1994; BUDAI & HAAS 1997; CSILLAG 1999; NAGY 1999) tükrében felvázolt ökoszisztémái modell pontosítását, szervesetlen geokémiai kiegészítését célozta meg.

### A Sándorhegyi Formáció Pécselyi Tagozatának általános jellemzése

A Balaton-felvidéken a karni emeletbeli Sándorhegyi Formáció a Veszprémi Formáció Csicsói Márga Tagozatának uralkodóan márgás kifejlődésű rétegsora és



a Földolomit Formáció karbonátplatform típusú rétegsora közötti mészkő, dolomit, márga összetételű, változatos kifejlődésű közetrétegtani egység (1. ábra). A formáción belül két tagozat különíthető el: a 35–70 m vastagságú Pécselyi Tagozat és a 35–55 m vastagságú Barnagi Tagozat (CSILLAG & HAAS 1993; BUDAI & CSILLAG 1998; CSILLAG 1999).



1. ábra. A Sándorhegyi Formáció rétegtani helyzete HAAS (2004) alapján. Az emeletnevek oszlopában szereplő számok radiometrikus koradatok, millió évben kifejezve

Fig. 1 Stratigraphic position of the Sándorhegy Formation after HAAS (2004). Radiometric ages are indicated by numbers in the column of stage names

Jellegzetes kifejlődési típusai alapján a Pécselyi Tagozat (késő-juli) két változata különíthető el (BUDAI & CSILLAG 1998; CSILLAG 1999). Balatonhenye és Balatoncsicsó környékén iszapfolyásos, bioturbált, intraklasztos mészkő, rétegmentes, sejtes-üreges dolomit, rétegmentes, helyenként lemezes mészkő, valamint mészmárga és dolomárga közbetelepülések képviselik a tagozatot. Másik változatát vastagpados, onkoidokat, echinodermata- és mollusca-töredéket tartalmazó mészkő, változó vastagságú, márgaközzel tagolt mészkő, márgás mészkő, majd bitumenes mészkő és laminit építi fel. Ez utóbbi kifejlődési típusban gyakoriak a 2–5 mm átmérőjű, szabálytalan alakú pórusok, amelyek túlsós tengervízből kivált szulfátásványok kioldódásával keletkeztek. Ez a változat tanulmányozható a Nosztori-völgyben is, ahol a rétegsor mikropaleontológiai vizsgálatának eredményeként MONOSTORI (1994) hipersalin környezetet jelző ostracoda-faunát határozott meg.

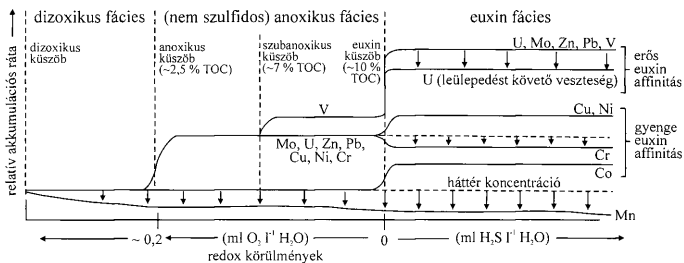
A Sándorhegyi Formáció Pécselyi Tagozatának laminites, bitumenes mészkő változata a szedimentológiai, közettani és paleoökológiai fáciesértelmezés alapján (CSILLAG & HAAS 1993; MONOSTORI 1994; BUDAI & HAAS 1997; BUDAI & CSILLAG 1998; CSILLAG 1999; NAGY 1999) időszakosan változó sótartalmú, elzárt, rosszul szellőzött (oxigénhiányos) lagúna környezetben alakult ki, amely a juli végén meginduló kisebb platform-progradáció eredményeként összeszűkülte medenceterületen fejlődött ki. A szervesanyagban gazdag szakaszokat a baktériumok és algák alkotta szimbiotikus közösség szövetéke, továbbá az időnként megjelenő plankton algák tömeges előfordulása jellemzi. A jellegzetes lemezes szerkezetet a meszes, illetve agyagos laminák ciklusos váltakozása eredményezi.

## A szervesanyagban gazdag rétegsorok őskörnyezeti viszonyainak feltárása szervesetlen geokémiai módszerek segítségével

A szervesanyagban gazdag üledékes kőzetek – leggyakrabban a fekete palák – szervesetlen geokémiai vizsgálatának egyik elsődleges célja az üledékképződési környezet (vízoszlop, pórusvíz, aljzaton felhalmozódó üledék legfelső néhány centimétere) redox állapotának jellemzése (RAISWELL et al. 1988; MÜLLER 2002; RIMMER 2004; RIMMER et al. 2004; SCHULTZ 2004). A szakirodalomban kidolgozott módszerek uralkodóan törmelékes rendszerek jellemzését célozták meg (RAISWELL et al. 1988; HUERTA-DIAZ & MORSE 1990, 1992; ALGEO & MAYNARD 2004), azonban megfelelő körültekintéssel a szervesanyagban gazdag karbonátkőzetek (pl. mészkövek, márgák) redox viszonyainak feltárására is alkalmazhatók (BELLANCA et al. 1996).

Az oldott  $O_2$  mennyiségétől függően aerob, diszaerob és anaerob biofáciések különíthetők el, amelyeknek az oxikus, a diszoxikus (szuboxikus) és az anoxikus üledékképződési környezetek felelnek meg (RAISWELL et al. 1988; ALGEO & MAYNARD 2004; SCHULTZ 2004). Az oxikus vagy normál tengeri környezetet a jó oxigén-ellátottság jellemzi. Korlátozott  $O_2$ -szint mellett az üledékképződés diszoxikus redox fáciásban zajlik, ahol az oldott  $O_2$  mennyisége kevés, azonban  $H_2S$  nincs jelen. Az anoxikus környezetben belül nem szulfidos (anoxikus) és szulfidos (euxin) alfácies különböztethető meg. Szűkebb értelemben anoxikusnak csak azt az oxigénhiányos környezetet nevezzük, amelyben  $<0,2$  ml oldott  $O_2$  van a víz minden literjében, továbbá nem játszódnak le szulfidos reakciók (2. ábra). Euxin körülmények között a vízoszlop nem tartalmaz oldott oxigént, ebben az alfáciásban az oldott  $H_2S$  jelenlétében lejátszódó folyamatok kerülnek előtérbe.

Az üledékes környezet redox állapotának szervesetlen geokémiai jellemzésére a mangán, a redox-érzékeny nyomelemek (Mo, V, U, Zn, Ni, Cr, Cu, Pb, Co), a kén és az összes szerves szén (Total Organic Carbon – TOC) mennyisége alkalmazható eredményesen (DEAN & ARTHUR 1989; CALVERT & PEDERSEN 1993; CRUSE & LYONS 2004; RIMMER et al. 2004; R. VARGA 2005).



2. ábra. A redox-érzékeny nyomelemek dúsulásának redox küszöbszintjei ALGEO & MAYNARD (2004) alapján

Fig. 2 Redox threshold scale for redox-sensitive trace element enrichment after ALGEO & MAYNARD (2004)

### *A redox-érzékeny elemek koncentrációjának értelmezési lehetőségei*

A szervesanyagban gazdag üledékekben és üledékes kőzetekben a főelemek közül a vas dúsulása lehet jelentős, ugyanis ez az elem anoxikus környezetben redukálódik, majd pirit formájában halmozódik fel (RAISWELL & BERNER 1985; RAISWELL et al. 1988; CRUSE & LYONS 2004). Ezzel ellentétben az oxikus-diszoxikus környezettől az anoxikus vagy euxin környezet felé haladva a mangán koncentrációja fokozatosan csökken, mert redukív körülmények között a Mn-oxihidroxidok feloldódnak, a mangán kétvegyértékű formában mobilizálódik. A normál tengeri környezethez viszonyítva (pl. PAAS, „post-Archean Australian average shale” referencia – TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) ez a folyamat a Mn/Al arány csökkenését eredményezi (CALVERT & PEDERSEN 1993; BELLANCA et al. 1996; ALGEO & MAYNARD 2004; CRUSE & LYONS 2004).

Általános tapasztalat, hogy a bioturbált, szervesanyagban szegény fáciesekben a Mo, a V, az U, a Zn, a Ni, a Cr, a Cu, az Pb és a Co koncentrációját a törmelékeny komponensek mennyisége határozza meg, dúsulásuk nem jelentős. Ezzel ellentétben ezek a nyomelemek a laminált, szervesanyagban gazdag képződményekben dúsulnak (CALVERT & PEDERSEN 1993; ALGEO & MAYNARD 2004; CRUSE & LYONS 2004; RIMMER 2004). ALGEO & MAYNARD (2004) eredményei alapján a redox-érzékeny nyomelemek koncentrációját anoxikus környezetben döntően a szervesanyag mennyisége határozza meg, dúsulásuk mértékében azonban lényeges különbségek lehetnek (2. ábra). A nem szulfidos anoxikus fáciesben a Mo, az U, a Zn, az Pb, a Cu, a Ni és a Cr mérsékelt, a V nagyobb mértékű dúsulása figyelhető meg. Euxin környezetben az előbbi elemeken túl a Co dúsulása szintén számottevő lehet, továbbá a nem szulfidos fácieshez viszonyítva – bakteriális reakciók eredményeként – a Cr koncentrációja csökkenhet. Ezek alapján felhalmozódásuk mértéke szerint euxin fáciesben a redox-érzékeny nyomelemek két csoportja különböztethető meg: az anoxikus környezetben tapasztalt szinthez képest a Cu, a Ni, a Cr és a Co dúsulása kisebb mértékű („gyenge euxin-affinitás”), mint a Mo, az U, a V, a Zn és az Pb dúsulása („erős euxin-affinitás”).

Az őskörnyezet redox viszonyainak jellemzésére a Ni/Co, a V/Cr és a V/(V+Ni) nyomeleमारányok szintén felhasználhatók (HATCH & LEVENTHAL 1992; JONES & MANNING 1994; BELLANCA et al. 1996; RIMMER 2004; RIMMER et al. 2004). A Ni és a V uralkodóan a szervesanyaghoz kapcsolódik (porfirin-vázú vegyületek), valamint agyagásványokon adszorbeálódhat, a Cr és a Co mennyiségét döntően a törmelékeny frakció határozza meg (RIMMER et al. 2004). A Ni/Co hányados oxikus környezetben <5, diszoxikus körülmények között 5–7 közötti, szuboxikus–anoxikus környezetben >7; a V/Cr hányados oxikus körülmények között <2, diszoxikus fáciesben 2–4,25 közötti érték, szuboxikus–anoxikus környezetben >4,25 (JONES & MANNING 1994). A V/(V+Ni) index 0,46–0,60 közötti értéke diszoxikus, 0,54–0,82 közötti értéke anoxikus, valamint >0,84 értéke euxin környezeti feltételeket sugall (HATCH & LEVENTHAL 1992).

### *A szerves szén–kén–vas (TOC–S–Fe) rendszer környezetjelző szerepe*

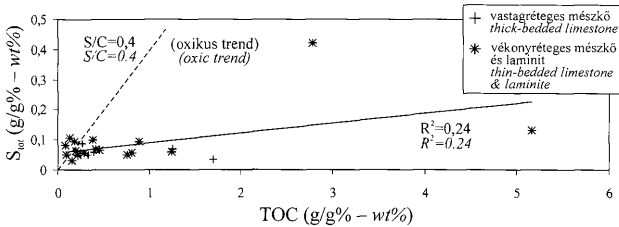
A tengeri környezetek redox körülményeinek feltárására széles körben használják a TOC, a kén és a vas mennyiségére épülő diagramokat (LEVENTHAL

1983; BERNER & RAISWELL 1984; RAISWELL & BERNER 1985; RAISWELL et al. 1988; DEAN & ARTHUR 1989). Ezek alapját a bakteriális szulfátredukció folyamata képezi, amely csak oxigén hiányában játszódik le, valamint oldott szulfátot és labilis, könnyen metabolizálható szervesanyagot igényel. A reakció eredményeként keletkezett  $H_2S$  a reaktív vas (BERNER 1984) jelenlétében, az üledék-víz határ fölött – a vízoszlopon belül (szingenetikus piritképződés) – vagy az üledékben egyaránt megkötődhet (diagenetikus piritképződés). A kén megkötődésének módját elsősorban a szulfátredukció környezete határozza meg, így a TOC-S-Fe rendszer az egykori üledékképződési környezet oxigén-ellátottságának jellemzésére használható fel (BERNER 1970, 1984; RAISWELL & BERNER 1985; RAISWELL et al. 1988; DEAN & ARTHUR 1989; SCHULTZ 2004).

A  $S_{tot}$ -TOC diagramon (3. ábra) az origóból kiinduló és 0,4 meredeiségű egyenes jelzi a normál tengeri oxikus-szuboxikus környezetnek megfelelő S/TOC arányt (BERNER & RAISWELL 1984). Ezzel párhuzamos az  $y$ -tengelyt  $\sim 1,0$ – $1,5$  g/g% S-tartalomnál metsző „fekete-tengeri trend” (kis TOC mellett is nagy S-tartalom), amely euxin fáciest jelez (LEVENTHAL 1983). Mindkét lineáris eloszlás olyan C-korlátozott rendszerekre jellemző, amelyekben a szulfát-redukáló baktériumok által képződött  $H_2S$  mennyisége együtt változik a jelenlevő labilis szerves szén mennyiségével, valamint a szulfid-S visszatartását a reaktív Fe elérhetősége nem korlátozza (ALGEO & MAYNARD 2004). Ezzel ellentétben számos szervesanyagban gazdag fácies Fe-korlátozott rendszernek felel meg, amelyben a szulfid-S tartózkodási ideje a reaktív Fe – döntően Fe-oxihidroxidok formájában – elérhetőségtől függ. Ez utóbbi esetben a S és a TOC között kevés kapcsolat mutatható ki, továbbá a S/Fe arány viszonylag konstans érték (RAISWELL & BERNER 1985; DEAN & ARTHUR 1989; ALGEO & MAYNARD 2004; SCHULTZ 2004). Ha a S-TOC diagramon a mintapontok a normál tengeri arányt jelző egyenes alatt helyezkednek el, valamint az adatokra illeszthető egyenes lineáris korreláció nélkül (változó TOC-tartalom mellett közel azonos a S-tartalom) pozitív tengelymetszetű, Fe-korlátozott, anoxikus vagy euxin környezeti feltételek állhattak fenn az üledékképződéskor (RIMMER 2004; SCHULTZ 2004).

Hasonló elvi alapokon nyugszik a Fe-TOC-S háromszögdiagram (4. ábra), amely kiküszöbölve a biogén és sziliciklasztos forrásból származó felhígítási hatásokat, egyszerre mutatja az összes piritképzésben résztvevő fázis változását (DEAN & ARTHUR 1989; ARTHUR & SAGEMAN 1994). Ezen a diagramon a Fe-korlátozott piritképződéssel jellemzett üledékek adatai a TOC csúcspól kiindulók, a Fe-S élhez tartó egyenesek mentén helyezkednek el, állandó S/Fe arányt és változó TOC-tartalmat jelölve. Azokban a Fe-korlátozott rendszerekben, ahol a minták teljes Fe tartalma reaktív, az összes hozzáférhető vas felhasználódik a pirit keletkezéséhez, így az összes adatpont a TOC-pirit egyenes (S/Fe=1,15) mentén helyezkedik el. Ha az összes vastartalomnak csak egy része reaktív, a S/Fe arányt jelző egyenes és a Fe-S él metszéspontja a hozzáférhető vas mennyiségétől függően a Fe-csúcs felé tolódik el. A metszéspont helyzete felhasználható a reaktív vas százalékos arányának megbecslésére (ARTHUR & SAGEMAN 1994; RIMMER 2004; RIMMER et al. 2004).

A szervesanyagban gazdag fáciesek redox viszonyainak jellemzésére az egyik legmegbízhatóbb módszer a „piritesedés mértékét” megadó DOP („degree of pyritization”), arány meghatározása, amely a piritben található vas ( $HNO_3$ -

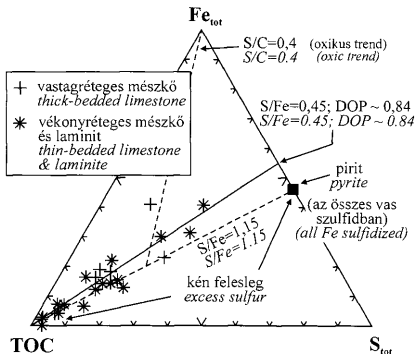


3. ábra. A vizsgált minták TOC-S diagramja (LEVENTHAL 1983)

Fig. 3 TOC versus S plot for the samples studied (LEVENTHAL 1983)

oldható vas) és az összes reaktív vas (piritben található vas + HCl-oldható vas) mennyiségének hányadosaként számolható ki (BERNER 1970; RAISWELL et al. 1988). A HCl-oldható Fe-frakció (reaktív vas) a leggyakoribb terrigen Fe-ásványokhoz (hematit, goethit, klorit) kapcsolódó vasat tartalmazza (BERNER 1984). A DOP viszonyszám kis mintaigénnyel és egyszerű analitikai módszerrel (műveletileg meghatározott szekvens kioldás) határozható meg, segítségével a devon és fiatalabb üledékes kőzetek jellemzésére nyílik lehetőség. Normál tengeri, oxikus környezetben a DOP=0,45; 0,46–0,67 közötti DOP érték diszoxikus környezetnek felel meg; a 0,67–0,75 közötti DOP értékek kevésbé rétegzett anoxikus vízoszlopot, a nagy DOP értékek (>0,75) erősen rétegzett anoxikus vízoszlopot jeleznek az üledékképződés során (RAISWELL et al. 1988; RIMMER 2004; RIMMER et al. 2004; SCHULTZ 2004).

A piritesedés mértékéhez hasonlóan HUERTA-DIAZ & MORSE (1990, 1992) kutatásai alapján más redox-érzékeny elem (pl. Mn, Ni, Zn és Cd) piritbe való beépülésének mértéke is felhasználható a redox viszonyok jellemzésére. A DOP



4. ábra. A vizsgált minták Fe-TOC-S háromszögdiagramja (DEAN & ARTHUR 1989; ARTHUR & SAGEMAN 1994)

Fig. 4 Fe-TOC-S ternary plot for the samples studied (DEAN & ARTHUR 1989; ARTHUR & SAGEMAN 1994)

analógiájára bevezették a DTMP („degree of trace metal pyritization”) viszonyszámot, amely – százalékban kifejezve – a pirit-fém/(pirit-fém+reaktív-fém) hányados segítségével adható meg. A műveletileg meghatározott szekvens kioldás során a HCl-oldható reaktív-fém frakció (normál korai diagenetikus körülmények között reakcióképes fázis) az amorf és kristályos Fe- és Mn-oxihidroxidokat, -karbonátokat és OH-tartalmú aluminoszilikátokat tartalmazza, a HNO<sub>3</sub>-oldható frakció elkülönítése a pirithez kapcsolódó fémek meghatározására alkalmas (HUERTA-DIAZ & MORSE 1990; MORSE & LUTHER 1999). HUERTA-DIAZ & MORSE (1990, 1992) eredményei alapján anoxikus üledékekben bizonyos átmenetifémek (Mn, Co és Ni) DTMP aránya a DOP növekedésével párhuzamosan növekszik, ezzel ellentétben a Zn, a Cr és a Cd DTMP értékei növekvő piritésedés mellett is konstansnak tekinthetők.

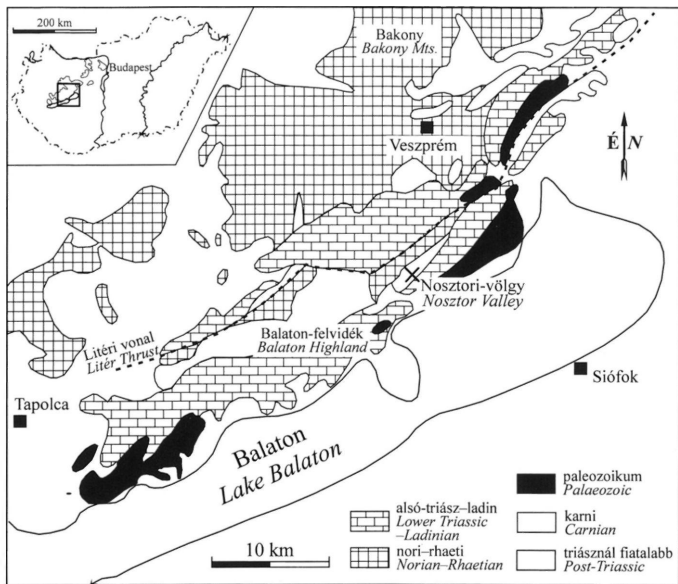
A DOP és a DTMP adatok közötti kapcsolat értelmezésénél azonban nem szabad figyelmen kívül hagyni azt, hogy az átmenetifémek piritbe való beépülését más ásványfázisok (pl. karbonátok, Fe- és Mn-oxihidroxidok) jelenléte, valamint a komplexképzés reakciókinetikája erősen befolyásolhatja, ezért a HUERTA-DIAZ & MORSE (1990, 1992) által megfigyelt összefüggéstől jelentős eltérések lehetnek (MÜLLER 2002). Az átmenetifémek szulfid fázison kívüli mennyiségét az adszorbeáló felületek (pl. szervesanyag, agyagásványok, Fe- és Mn-oxidok) szintén megnövelhetik, még akkor is, ha kinetikai szempontból a fém-szulfid kiválása a kedvezőbb folyamat (OAKLEY et al. 1980; MORSE & LUTHER 1999; MÜLLER 2002).

### Mintagyűjtés

A Sándorhegyi Formáció Pécselyi Tagozatának szeretlen geokémiai jellemzéséhez a nosztori-völgyi típusszelvényt választottuk ki. A feltárás Csopaktól északra kb. 4 km-re, a 73. számú műút bevágásában, a nosztori autós-pihenőtől délre található (5. ábra). Az útbevágás teljes szelvényének alsó szakaszát a Pécselyi Tagozatba sorolt, különböző rétegzettségű, általában bitumenes mészkövek alkotják (6. ábra).

A felszíni feltárás kőzetanyagából 23 mintát gyűjtöttünk, ezek közül 6 világoszürke, belső szerkezet nélküli mészkő, amely dm-vastagságú padokat alkot; 8 szürke, vékonyréteges (cm-nagyságrendű rétegzettséget mutató), bitumenes mészkő; valamint 9 sötétszürke, bitumenes, lemezes mészkő (laminit). A tanulmányozott szelvény egyszerűsített rétegsorát a 7. ábra mutatja be.

A minták kiválasztásakor törekedtünk arra, hogy a begyűjtött kőzetanyag – a felszínen bekövetkező utólagos mállási (oldódás, oxidáció) folyamatok ellenére – üde legyen. A kőzetek felületén kialakult néhány mm vastag átalakulási kérget minden esetben eltávolítottuk. Ennek ellenére a szervesanyagban gazdag, bitumenes képződmény kémiai összetételének értelmezésekor a felszíni oxidációs folyamatok esetleges módosító hatását nem szabad figyelmen kívül hagyni. Ezek a folyamatok elsősorban a TOC-tartalom csökkenését, valamint a szulfidásványok (uralkodóan pirit) oxidációját eredményezik. Ez utóbbi folyamat a piritben kötött Fe bizonyos részének oxidokká, illetve oxihidroxidokká alakulásához, valamint vízoldható szulfátok képződésén keresztül a S részleges mobilizációjához vezet.

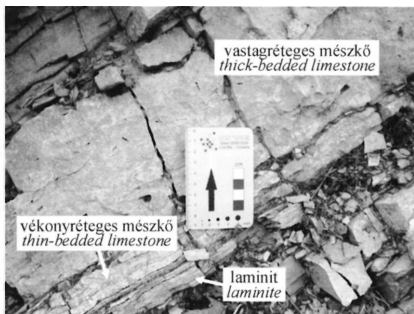


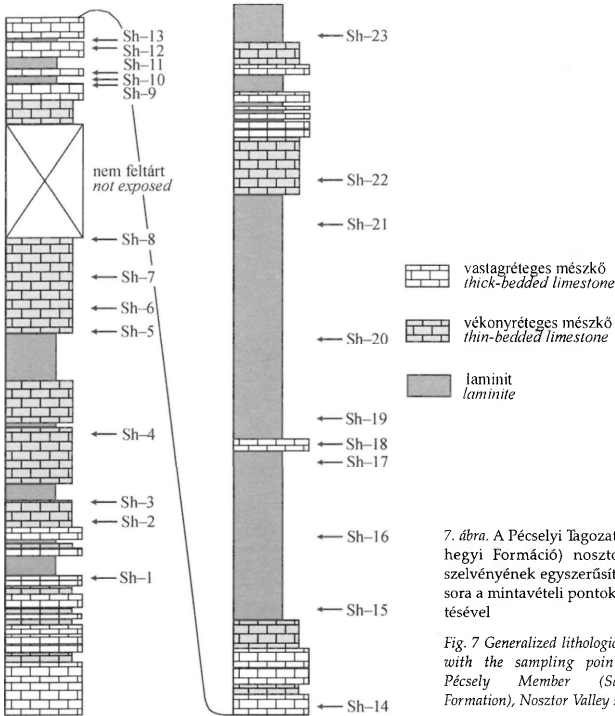
5. ábra. A Balaton-felvidék egyszerűsített földtani térképe a mintagyűjtés helyeinek feltüntetésével (NAGY 1999 alapján)

Fig. 5 Simplified geological map of the Balaton Highland with sampling locality (modified after NAGY 1999)

6. ábra. A Pécselyi Tagozat (Sándorhegyi Formáció) nosztori-völgyi szelvényének jellegzetes kőzet-típusai

Fig. 6 Main lithotypes of the Pécsely Member (Sándorhegy Formation) from the Nosztor Valley section





7. ábra. A Pécselyi Tagozat (Sándorhegyi Formáció) nosztori-völgyi szelvényének egyszerűsített rétegsora a mintavételi pontok feltüntetésével

Fig. 7 Generalized lithological column with the sampling points of the Pécsely Member (Sándorhegy Formation), Nosztor Valley section

### Mintaelőkészítés, analitikai módszerek

A Sándorhegyi Formáció Pécselyi Tagozatát (Csopak, Nosztori-völgy) képviselő kőzetminták szervesetlen geokémiai vizsgálatát – tudományos diákköri munkaként – HORVÁTH Hajnalka végezte el a Veszprémi Egyetem Föld- és Környezettudományi Tanszékén.

A teljes kőzetminták fő- és nyomelemösszetételét röntgenfluoreszcens spektrometria (XRF) módszerével határozta meg. A mérések Philips PW 2404 típusú készülékkel, vákuum közegben, Rh anód alkalmazásával készültek (analizátor kristály: LiF200, PE002-C GE, 111-C, PX1; detektor: szcintillációs duplex gázátáramlásos; kollimátor: 27 mm, 37 mm). Az XRF vizsgálatokhoz – 15 perces órlejt követően – az 1,6 g porított mintát 0,4 g bórsav kötőanyaggal és spektráلتiszta etil-alkohollal homogenizálta, majd pasztillázta. A kimutatási határok (ppm) az adott paraméterek mellett a következők: SiO<sub>2</sub>: 211, TiO<sub>2</sub>: 17, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 207, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>:



18, MnO: 5, MgO: 30, CaO: 35, Na<sub>2</sub>O: 43, K<sub>2</sub>O: 25, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: 6, S: 6, Cr: 5, Co: 2, Ni: 2, Cu: 2, Pb: 2, Th: 1, Zn: 2, Rb: 1, Sr: 1, Y: 1, Zr: 1, Nb: 1, Ba: 10, V: 5. A mérések szórása a főelemekre 3–6 relatív% (Na<sub>2</sub>O: 10 relatív%), a nyomelemekre 3–7 relatív% (Nb: 8 relatív%, Cr: 9 relatív%).

Az összes szerves szén (TOC) mennyiségének meghatározásához ~0,4 g porított kőzetmintát cc. HCl-oldattal karbonátmentesítette, majd homokfürdőn szárazra párolta. Az előkészítést követően a TOC meghatározása kvarccsónakban, 0,01–0,02 g preparátum felhasználásával, három párhuzamos mérésorozat elemzésével történt. A mérések Zellweger Analytix TOC 2100 típusú készülékkel, 680 °C kemencehőmérséklet alkalmazásával készültek (integrálási idő: 355 s; injektálási sebesség: 0,454 mm/s).

A műveletileg meghatározott szekvens kioldásos frakciók elkészítéséhez 0,5 g porított kőzetmintához 50 ml 5N HCl-oldatot adott, majd 24 óra múlva az oldatot lombikba (100 ml) szűrte, ezt követően a szűrőpapír háromszori mosása után a lombikot kétszer desztillált vízzel jelle töltötte (I. frakció). A sósavas feltárást követően az oldási maradékot folyamatos keverés mellett, két órán keresztül 10 ml cc. HNO<sub>3</sub>-val kezelte, majd az így kapott oldatot lombikba (100 ml) szűrte, a szűrőpapír háromszori mosása után a lombikot kétszer desztillált vízzel jelle töltötte (II. frakció).

Az egyes frakciók kémiai összetételének (Zn, Pb, Bi, Co, Cd, Ni, Ba, Mn, Fe, Cr, Cu, Ag) meghatározását induktív csatolású plazma-atomemissziós spektrometriás módszerrel (ICP-AES) végezte. A mérések Perkin Elmer Optima 2000 DW típusú készülékkel (porlasztó teljesítmény: 0,8 l/perc, plazma argon: 15 l/perc, külső argon: 0,2 l/perc), axiális leképezéssel, WinLAB 32 szoftvervezérléssel és értékeléssel készültek. Az analitikai mérőgörbe elkészítése sokelemes standard alkalmazásával történt. Az adott paraméterek melletti kimutatási határok (\*10<sup>-3</sup> ppm) a következők: Zn: 1,8; Pb: 42; Bi: 34; Co: 7; Cd: 27; Ni: 15; Ba: 4; Mn: 1,4; Fe: 6,2; Cr: 7,1; Cu: 9,7; Ag: 7. A mérések szórása kisebb, mint 1 relatív% (Fe: 0,3 relatív%).

## A szervesetlen geokémiai vizsgálat eredménye

### *A vizsgált minták fő- és nyomelemösszetétele*

A nosztori-völgyi feltárásból kiválasztott kőzetek XRF módszerrel meghatározott fő- és nyomelemkoncentrációit, valamint a TOC adatokat az *I. táblázat* tartalmazza. A normál tengeri környezetben kialakult, finomszemcsés üledékes kőzetek átlagos kémiai összetételét jelző referenciaként – a törmeléken kőzetek és a fekete palák geokémiai vizsgálatában elterjedt módon (R. VARGA 2005) – az archaikum utáni ausztrál agyagkő (PAAS, „post-Archean Australian average shale”) átlagos összetételét használtuk (TAYLOR & McLENNAN 1985; McLENNAN 2001). A véges összeg-hatás elkerülésére, továbbá a finomszemcsés üledékes kőzetekben megfigyelhető, az immobilis nyomelemek és az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> koncentrációja közötti – az esetleges genetikai különbségeket elfedő – pozitív korreláció hatásának kiküszöbölése érdekében a PAAS-hez viszonyított, Al-normált dúsulási tényezőket határoztuk meg (R. VARGA 2005).

Valamennyi minta jellegzetes kémiai bélyege a nagy CaO-tartalom (51,50–56,34 g/g%). Ez 91,9–100 g/g% lehetséges maximális CaCO<sub>3</sub>-tartalomnak felel meg

azzal a közelítéssel, hogy a CaO teljes mennyisége a karbonát (kalcit) fázishoz kapcsolódik. Kőzettani értelemben így valamennyi minta a mészkő (esetleg agyagos mészkő) kategóriába tartozik. A vizsgált minták további általános jellemzője a kimutatási határ közeli, vagy számos esetben a kimutatási határ alatti Rb-, Pb-, Cr- és Co-tartalom (1. táblázat).

A vastagréteges mészkő, a vékonyréteges mészkő és a laminit csoportokba sorolt minták PAAS összetételhez viszonyított, Al-normált fő- és nyomelem dúsulási tényezőinek eloszlását a 8. és a 9. ábrák mutatják. A dúsulási tényezők litológiától függetlenül azonos általános eloszlást mutatnak, amely arra utal, hogy a vizsgált szelvény kialakulásakor közel állandó környezeti feltételek uralkodtak. Lényeges változás sem a terrigén beszállítás mértékében, sem a lehordási terület jellegében nem mutatható ki. A rétegzésben megfigyelhető váltakozás üledékképződési, illetve diagenetikus bélyeg, amelyhez nem kapcsolódik a kémiai összetétel lényeges megváltozása.

A PAAS összetételhez viszonyítva valamennyi minta  $\text{SiO}_2$  és  $\text{TiO}_2$  dúsulási tényezője kisebb, a  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  dúsulási tényezője közel azonos érték; a MnO, a MgO, a CaO, a  $\text{Na}_2\text{O}$ , a  $\text{K}_2\text{O}$  és a  $\text{P}_2\text{O}_5$  mennyiségében különböző mértékű dúsulás figyelhető meg (8. ábra). A nyomelemek eloszlását – kivéve a korábban részletezett Rb és Cr mennyiségét – szintén jelentős, de különböző mértékű dúsulás jellemzi (9. ábra).

A dúsulási tényezők közül a CaO és a Sr dúsulása a legjelentősebb, amely a minták karbonátkőzet jellegére vezethető vissza. Hasonló módon a MgO nagy dúsulási tényezője, továbbá az alkálifémek dúsulása a minták agyagásványos összetételével (szmektit-tartalom), illetve dolomittartalmával függhet össze (CSILLAG & HAAS 1993). Üledékes környezetben a  $\text{TiO}_2$ , a  $\text{P}_2\text{O}_5$ , valamint a Th, a Zr, a Nb és az Y mennyiségét leggyakrabban a törmelékes frakció, azon belül a nehézásványok aránya határozza meg (R. VARGA 2005). A Pécselyi Tagozat vizsgált képződményeiben a  $\text{TiO}_2$ -dal ellentétben a  $\text{P}_2\text{O}_5$  a PAAS-hez képest dúsul, továbbá a Th, a Nb és az Y dúsulása sokkal jelentősebb, mint a Zr dúsulása. Ez arra utal, hogy a  $\text{TiO}_2$  és a Zr koncentrációját uralkodóan a törmelékes komponensek határozzák meg, azonban a  $\text{P}_2\text{O}_5$ , a Th, a Nb és az Y mennyiségét elsősorban nem ezek befolyásolják. Ez utóbbi négy elem, valamint a Ba nagy dúsulási tényezője megnövekedett bioproduktivitásra utal, ugyanis ezek az elemek – különösen szervesanyagban gazdag kőzetekben – az autigén foszfát- ( $\text{P}_2\text{O}_5$ , Th, Y, Nb), illetve baritképződés (Ba) során dúsulnak (MIŁODOWSKI & ZALASIEWICZ 1991; DYMOND et al. 1992; BELLANCA et al. 1996; ALGEO & MAYNARD 2004). Ez az eredmény szervesetlen geokémiai bizonyítékát adja NAGY (1999) megfigyelésének, aki a Pécselyi Tagozat szervesanyagban gazdag kőzeteinek kialakulását baktériumok és algák tömeges megjelenéséhez köti. Az Pb, a V, a Cu, a Co, a Ni és a Zn (redox-érzékeny nyomelemek) jellegzetes dúsulása a vizsgált minták bitumenes jellegével hozható kapcsolatba, ezáltal az üledékképződési környezet típusáról hordoz információkat (l. később).

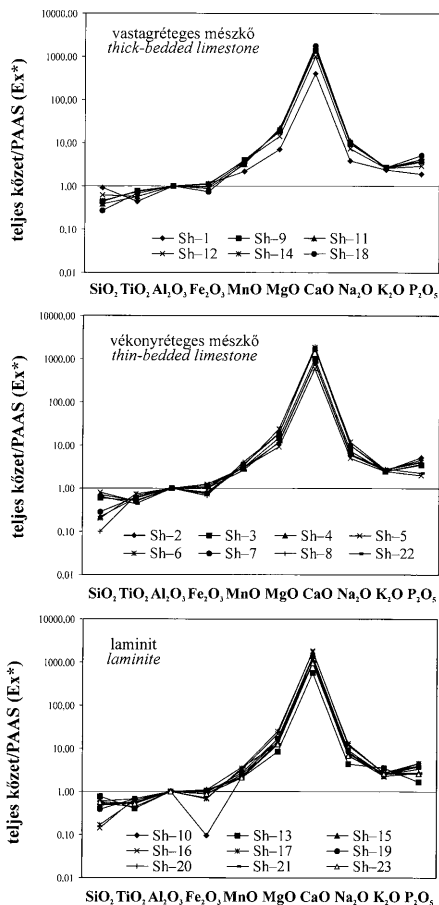
Litológiától függetlenül néhány minta (Sh-1, Sh-2, Sh-3, Sh-5, Sh-13 és Sh-22)  $\text{SiO}_2$  dúsulási tényezője kiugróan nagy, ezzel párhuzamosan a többi főelem dúsulása – a szelvény egyéb mintáihoz képest – kisebb mértékű. Ez az eloszlás a törmelékes frakció nagyobb arányával nem magyarázható, valószínűleg a diagenetikusan mobilizálódott biogén kova inhomogén dúsulásának eredménye.

I. táblázat A Pécselyi Tagozat (Sándorhegyi Formáció) nosztori-völgyi szelvényéből vizsgált minták összetétele (főelemek és TOC: g/g%; nyomelemek: ppm). Jelmagyarázat: p: helyzet; LOI: izzártási veszteség; TOC: összes szerves szén; LoD: kimutatási határ alatt

Table I Composition of the samples studied (major elements and TOC in wt%, trace elements in ppm) from the Nosztor Valley section of the Pécsely Member (Sándorhegy Formation). Legend: p: position (in cm); LOI loss on ignition; TOC total organic carbon; LoD lower of detection limit

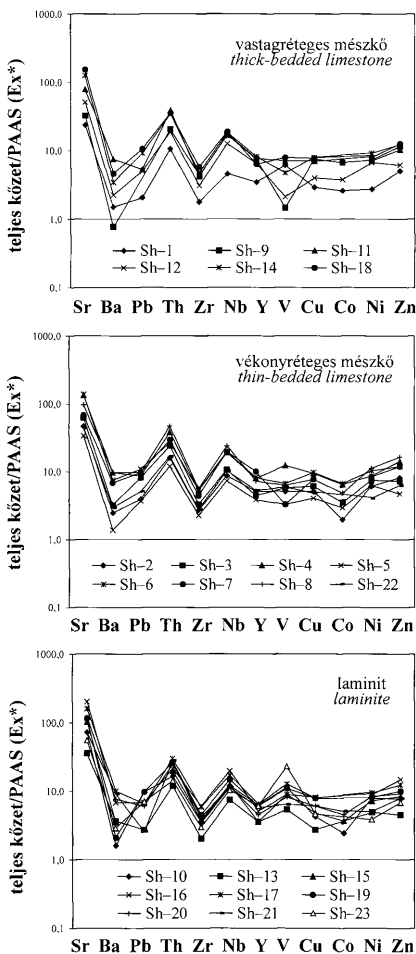
	Sh-1	Sh-2	Sh-3	Sh-4	Sh-5	Sh-6	Sh-7	Sh-8	Sh-9	Sh-10	Sh-11
p (cm)	185	247	280	372	487	525	563	601	791	801	809
SiO <sub>2</sub>	5,50	2,26	1,55	0,32	3,38	0,29	0,46	0,13	0,81	1,58	0,70
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,83	0,97	0,80	0,44	1,29	0,43	0,49	0,39	0,56	0,79	0,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,71	0,35	0,31	0,12	0,55	0,11	0,13	0,09	0,21	0,03	0,16
MnO	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	1,50	1,27	1,35	0,93	1,40	1,19	1,08	0,85	1,19	1,57	1,38
CaO	51,50	53,73	54,43	53,54	53,75	54,86	56,34	52,39	53,05	54,66	53,69
Na <sub>2</sub> O	0,44	0,37	0,38	0,28	0,40	0,33	0,31	0,25	0,34	0,43	0,38
K <sub>2</sub> O	0,85	0,49	0,39	0,23	0,63	0,23	0,24	0,21	0,30	0,37	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
S	0,09	0,09	0,11	0,05	0,09	0,06	0,05	0,03	0,05	0,42	0,07
LOI	38,42	42,17	41,72	42,02	39,18	43,05	42,22	44,12	41,63	39,30	42,14
SUM	100,93	101,79	101,10	97,97	100,75	100,59	101,36	98,50	98,19	99,22	99,39
TOC	0,27	0,19	0,13	0,09	0,89	0,20	0,22	0,16	0,33	2,78	1,25
Rb	10	3	LoD	LoD	6	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
Sr	462	482	533	616	471	618	353	403	192	607	459
Ba	93	83	89	146	62	111	114	131	15	44	139
Pb	4	4	7	4	5	5	5	4	LoD	8	3
Th	15	12	15	13	12	9	11	14	9	10	16
Zr	36	29	29	26	32	26	24	24	27	31	25
Nb	8	8	8	8	9	8	9	9	9	9	9
Y	9	7	5	5	7	5	7	4	6	7	6
V	84	37	34	40	32	21	12	18	6	66	28
Cr	13	11	10	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
Cu	14	13	13	11	14	11	10	8	11	9	10
Co	5	2	3	3	4	3	LoD	2	4	2	LoD
Ni	16	19	19	12	26	14	13	14	13	20	12
Zn	41	36	26	28	27	23	26	29	29	27	25
V/(V+Ni)	0,8	0,7	0,6	0,8	0,6	0,6	0,5	0,6	0,3	0,8	0,7

A biogén kova kémiai összetételt módosító hatása következtében a minták tarrigén anyagának jellemzésére a CaO+Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O háromszögdiagram alkalmazható (HUTCHESON et al. 1998). A jelentős CaO-tartalom következtében valamennyi mintapont a CaO+Na<sub>2</sub>O csúcs közelében helyezkedik el (10. ábra). Az adatsorra illesztett egyenes megközelítőleg a CaO+Na<sub>2</sub>O csúcsból indul ki, valamint a 10\*Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-10\*K<sub>2</sub>O élt a PAAS összetételhez képest a 10\*K<sub>2</sub>O csúcs felé eltolódva metszi, azaz – az Al-normált dúsulási tényezőkhöz hasonlóan (8. ábra) – K-gazdagodást jelez.



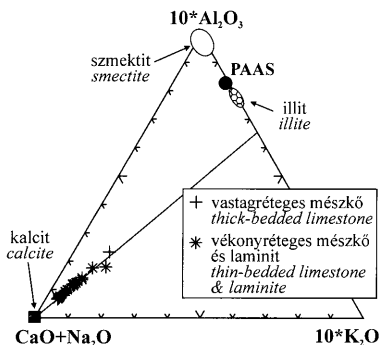
8. ábra. Archaikum utáni ausztrál agyagkő (PAAS – TAYLOR & McLENNAN 1985; McLENNAN 2001) összetételhez viszo-nyított főelem dúsulási tényezők.  $E_x^* = (C_x^{\text{minta}}/C_{Al}^{\text{minta}})/(C_x^{\text{PAAS}}/C_{Al}^{\text{PAAS}})$ , ahol  $C_x$  az elem koncentrációja,  $C_{Al}$  az Al koncentrációja

Fig. 8 Enrichment factors for major elements relative to the post-Archaean Australian average shale (PAAS – TAYLOR & McLENNAN 1985; McLENNAN 2001).  $E_x^* = (C_x^{\text{sample}}/C_{Al}^{\text{sample}})/(C_x^{\text{PAAS}}/C_{Al}^{\text{PAAS}})$  where:  $C_x$  is concentration of the element and  $C_{Al}$  is the concentration of  $Al_2O_3$



9. ábra. Archaikum utáni ausztrál agyagkő (PAAS – TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001) összetételhez viszonyított nyomelem dúsulási tényezők ( $E_x^*$ )

Fig. 9 Enrichment factors ( $E_x^*$ ) for trace elements relative to the post-Archean Australian average shale (PAAS – TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001)



10. ábra. A  $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$  háromszögdiagram (HUTCHEON et al. 1998). A referenciák összetétele BAILEY (1984, 1988), NEMECZ (1973) és TAYLOR & MCLENNAN (1985) munkáiból származik

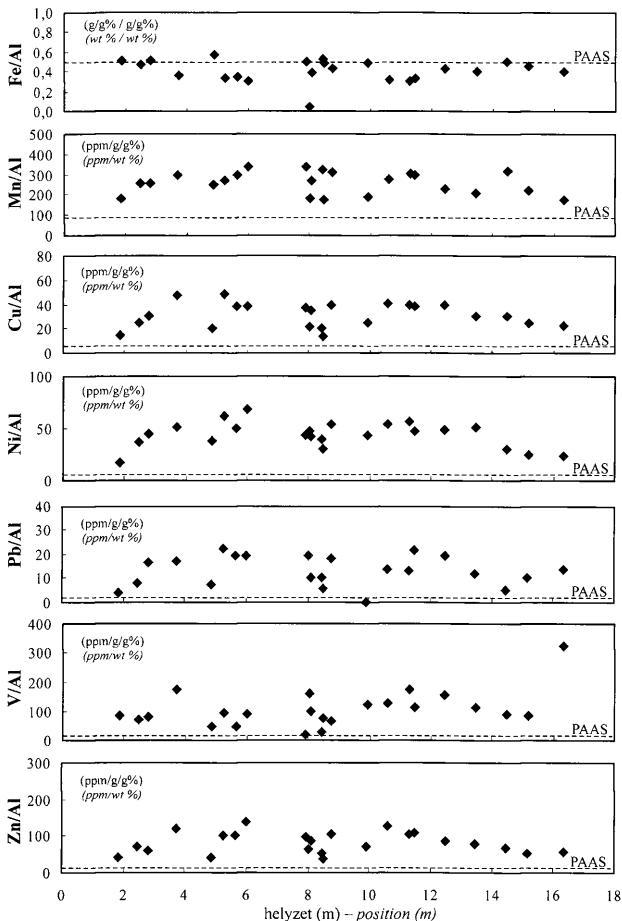
Fig. 10  $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$  ternary plot (HUTCHEON et al. 1998). Data for standards come from BAILEY (1984, 1988), NEMECZ (1973) and TAYLOR & MCLENNAN (1985)

A tengeri üledékes kőzetek K-gazdagodása leggyakrabban illit keletkezésére vezethető vissza, amely egyrészt a lehordási területen a szilikátok arid-szemiarid viszonyok közötti mállásakor (mérsékelt kontinentális hidrolízis) jöhet létre, másrészt a betemetődéssel párhuzamosan a szmektit illitesedésének eredménye lehet (WEAVER 1989; HUTCHEON et al. 1998). VICZIÁN (1987) kutatásai alapján a dunántúli-középhegységi karni medenceüledékekben a szmektit-illit agyagásvány-együttes jelenik meg. Az illit/szmektit kevert szerkezetű agyagásványok duzzadókéességét felhasználva a rétegsor maximális betemetődési hőmérsékletét 60–80 °C-ban határozta meg. Ez azt sugallja, hogy az általunk vizsgált képződmény terrigen komponensének PAAS-hez viszonyított K-gazdagodása nem késői diagenetikus eredetű (betemetődési), hanem elsődleges – a lehordási területtel összefüggő – folyamat eredménye lehetett. Ez a Pécselyi Tagozat szervesanyagban gazdag képződményeinek keletkezésekor – a korábbi szedimentológiai és paleoökológiai megfigyelésekkel összhangban (CSILLAG & HAAS 1993; MONOSTORI 1994; CSILLAG 1999; NAGY 1999) – arid-szemiarid klímát tükröz.

#### Az őskörnyezeti viszonyok jellemzése a redox-érzékeny elemek segítségével

A legfontosabb redox-érzékeny elemek Al-normált koncentrációjának szelvény szerinti változását a 11. ábra mutatja be. A normál tengeri, oxikus környezetnek megfelelő PAAS elemarányokhoz képest a Pécselyi Tagozat vizsgált mintáiban – litológiától függetlenül – nem mutatható ki Fe/Al dúsulás, ezzel ellentétben a Mn/Al, a Cu/Al, a Ni/Al, az Pb/Al, a V/Al és a Zn/Al arány jelentősen dúsul. A redox-érzékeny nyomelemek dúsulása oxigénhiányos környezetet (anaerob biofácies) jelez, amely megerősíti a korábbi őskörnyezeti modell eredményeit (CSILLAG & HAAS 1993; MONOSTORI 1994; CSILLAG 1999; NAGY 1999).

Az uralkodóan törmelékes forrásból származó  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  mennyiségét szervesanyagban gazdag, karbonátos kőzetekben a diagenetikus vasásványok (pirit, Fe-



11. ábra. A redox-érzékeny elemek Al-normált koncentrációja a Pécselyi Tagozat nosztori-völgyi szelvényében. A szaggatott vonalak a PAAS referencia megfelelő fém/alumínium koncentrációrányát jelölik (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001)

Fig. 11 Al-normalized redox-sensitive element concentrations of the Pécsely Member in the Nosztor Valley section. Dashed lines indicate the metal/aluminium concentration ratios for PAAS standard (TAYLOR & MCLENNAN 1985; MCLENNAN 2001)

oxidok és oxihidroxidok) keletkezési aránya határozza meg (RAISWELL & BERNER 1985; RAISWELL et al. 1988; CRUSE & LYONS 2004). Annak ellenére, hogy a Pécselyi Tagozat vizsgált mintáiban a redox-érzékeny nyomelemek kiemelkedő dúsulása reduktív környezeti feltételeket tükröz, a Fe/Al arány az oxikus környezetnek megfelelő szinten maradt. Ez arra utalhat, hogy a diagenetikus ásványképződés során a Fe elérhetősége korlátozott volt, amely a terrigén törmelékcszállítás lecsökkenésére vezethető vissza a késő-juli karbonátos üledékgyűjtőben (CSILLAG & HAAS 1993; CSILLAG 1999; NAGY 1999).

A normál tengeri környezethez viszonyítva a Mn/Al arány jelentős növekedése látszólagos ellentmondásban van az oxigénhiányos, reduktív környezetre jellemző geokémiai megfigyelésekkel (CALVERT & PEDERSEN 1993; ALGEO & MAYNARD 2004; CRUSE & LYONS 2004), azonban ez az üledékgyűjtő medence karbonátos jellegét figyelembe véve könnyen feloldható. A vizsgált rétegsor kialakulásakor a reduktív körülmények között feloldódott Mn-oxihidroxidok kétegyértékű formában mobilizálódtak, mangántartalma valószínűleg nem távozott el az adott üledékes rendszerből, hanem a karbonátképződés során a  $\text{Ca}^{2+}$ -ionokat helyettesítve a kalcit kristályrácsába épült be (BELLANCA et al. 1996).

Összehasonlítva a Cu/Al, a Ni/Al, az Pb/Al, a V/Al és a Zn/Al hányadosokat, lényeges eltérést figyelhetünk meg az adott redox-érzékeny nyomelemek dúsulásának mértékében (11. ábra). A Cu, a Ni és az Pb Al-normált koncentrációaránya (ppm/g/g%) általában 20–50 közötti érték, ezzel ellentétben a V és a Zn megfelelő aránya 100–150 körüli. Figyelembe véve ALGEO & MAYNARD (2004) megfigyeléseit (2. ábra), ez a különbség szulfidos anoxikus, azaz euxin környezetet tükröz a Pécselyi Tagozat szervesanyagban gazdag képződményeinek felhalmozódásakor. Az euxin környezetet erősíti meg több mintában a Co dúsulása is (8. ábra), valamint valószínűleg ezzel magyarázható a Cr igen kicsi, többnyire a kimutatási határ alatti koncentrációja (1. táblázat). A redox-küszöbszintektől (2. ábra) az Pb/Al hányados dúsulásának mértéke tér el, amely a vizsgált mintákban a „gyenge euxin-affinitású” elemekkel (Cu, Ni) mutat rokonságot. Ez a különbség valószínűleg az üledékgyűjtőbe jutó ólomtartalmú ásványok korlátozott mennyiségére vezethető vissza. Hangsúlyozni kell azonban azt, hogy a vizsgált karbonátos rendszer átlagos TOC-tartalma jóval kisebb (1. táblázat), mint a modell kidolgozásakor tanulmányozott törmelékes kőzeteké (fekete palák). Az eltérő összetétel következtében a két szervesanyagban gazdag kőzettípus geokémiai tulajdonságai között így számos – kevésbé ismert – eltérés állhat fenn.

A nosztori-völgyi szelvény kőzeteiben a Co és a Cr kis koncentrációja miatt az őskörnyezet redox viszonyainak jellemzésére a Ni/Co, a V/Cr és a  $V/(V+Ni)$  nyomelemarányok közül csak a  $V/(V+Ni)$  index tekinthető megbízhatónak. Ez a vizsgált mintákban 0,3–0,9 között változik (1. táblázat), azonban a minták többségében 0,6–0,8 közötti, amely uralkodóan anoxikus (részben diszoxikus) környezetnek felel meg (HATCH & LEVENTHAL 1992).

#### A TOC– $S_{\text{tot}}$ –Fe $_{\text{tot}}$ kapcsolat értelmezése

A Pécselyi Tagozat bitumenes mészkőmintáinak TOC- és S-tartalma a szervesanyagban gazdag törmelékes kőzetekhez képest egyaránt kicsi, általában 1 g/g% alatti, illetve 0,05–0,1 g/g% közötti érték (1. táblázat), amely a karbonát-



ásványok felhígító hatásának eredménye. A vizsgált minták összetételét a S-TOC diagramon (3. ábra) ábrázolva megállapítható, hogy az oxikus környezetre jellemző S/C=0,4 egyenes alatt tömörülő mintapontok gyakorlatilag független S-TOC eloszlást tükröznek. Az adatokra illesztett egyenes ( $r^2=0,24$ ) tengelymetszete pozitív, ezért a vizsgált minták képződésekor Fe-korlátozott, anoxikus környezet állhatott fenn.

A piritben kötött Fe százalékos arányának megbecsülésére az  $Fe_{\text{tot}}\text{-TOC-S}_{\text{tot}}$  diagramot alkalmaztuk (DEAN & ARTHUR 1989; ARTHUR & SAGEMAN 1994). A Pécselyi Tagozat vizsgált mintáit képviselő adatsorra illesztett egyenes a TOC csúcspól kiindulva az  $Fe_{\text{tot}}\text{-S}_{\text{tot}}$  élt  $\sim 0,45$  S/Fe aránynál metszi (4. ábra), amely megerősíti a feltételezett Fe-korlátozott üledékképződési környezetet. A metszéspont helyzete alapján (figyelembe véve a kisebb TOC értékekhez tartozó nagyobb szórást) a vas  $\sim 84\%$ -a (80–85%) található a piritben, ez  $\sim 0,84$  (0,80–0,85) DOP értéknek felel meg. A DOP > 0,75 értékek erősen rétegzett anoxikus vízszlopot jeleznek az üledékképződés során (RAISWELL et al. 1988; RIMMER 2004), ezért a Pécselyi Tagozat nosztori-völgyi rétegsorának lerakódásakor az üledékképződés és a korai diagenézis Fe-korlátozott, anoxikus környezetben mehetett végbe.

#### A DOP és a DTMP viszonzyszámok értékelése

A műveletileg meghatározott szekvens kioldásos frakciók ICP-AES módszerrel meghatározott fémtartalmát a II. táblázat tartalmazza. A Pécselyi Tagozat szervesanyagban gazdag kőzeteiből kiválasztott 23 minta közül a sósavas feltárást követően 17 mintából állt rendelkezésre oldási maradék, ezért a DOP és a DTMP értékek meghatározására csak ezekből nyílt lehetőség (III. táblázat). A szerves kioldásos I. frakcióban a Zn-, a Cu- és az Pb-koncentráció általában a kimutatási határ alatti (II. táblázat), ezért a DTMP viszonzyszámok ezekre az elemekre értelmezhetetlenek. A teljes kőzetből meghatározott nyomelemösszetétel alapján (I. táblázat) különböző koncentrációban mindhárom elem kimutatható a vizsgált mészkőmintákból, ezért feltételezhető, hogy mennyiségüket elsősorban a szervesanyaggal képzett komplexek befolyásolják.

Eredményeink alapján a DOP értékek 1–37% között ingadoznak, illetve több mintában értelmezhetetlenek (nincs pirit-frakció, azaz  $HNO_3$ -oldható maradék). Az analitikailag meghatározott (III. táblázat) és az  $Fe_{\text{tot}}\text{-TOC-S}_{\text{tot}}$  diagram (4. ábra) alapján becsült DOP értékek közötti nagy különbség felhívja a figyelmet arra, hogy az  $Fe_{\text{tot}}$  mennyisége és a különböző oldhatóságú fázisok aránya nem tükrözi az üledékképződési környezet elsődleges bélyegeit. Ez a nosztori-völgyi szelvény mintáiban a felszíni oxidációs folyamatok következtében a pirit átalakulásának következménye lehet, amely a  $HNO_3$ -oldható szulfid-fázis csökkenésén és – ezzel párhuzamosan – az oxidok és oxihidroxidok (másodlagos reaktív-fázis) mennyiségének növekedésén keresztül a DOP jelentős csökkenését idézte elő. Ezt támasztja alá HÁMORNÉ VIDÓ M. (szóbeli közlés) korábbi tapasztalata is, aki a nosztori-völgyi szelvény 30 cm mélységből vett mintáiban a pirit jelentős mértékű oxidációját figyelte meg.

II. táblázat. A nosztori-völgyi minták reaktív (I. frakció) és pirit (II. frakció) fázisának fémkoncentrációi (ppm). Jelmagyarázat: LoD: kimutatási határ alatt

Table II Metal concentrations (in ppm) in the reactive (fraction I) and pyrite (fraction II) phase for Nosztor Valley samples. Legend: LoD lower of detection limit

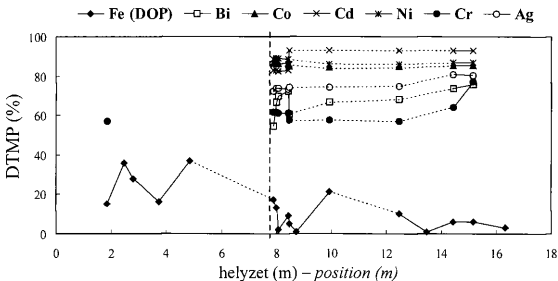
I. frakció										
minta	Fe	Zn	Pb	Bi	Co	Cd	Ni	Cr	Cu	Ag
SH-1	1506	LoD	LoD	63	LoD	LoD	LoD	6	LoD	LoD
SH-2	528	LoD	22	29	LoD	LoD	LoD	2	LoD	LoD
SH-3	307	LoD	15	3	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	0,5
SH-4	40	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
SH-5	601	LoD	30	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
SH-6	59	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
SH-7	76	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
SH-8	38	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
SH-9	352	202	LoD	459	127	164	133	564	LoD	217
SH-10	510	LoD	LoD	286	125	154	130	565	LoD	203
SH-11	155	LoD	LoD	250	126	158	127	559	LoD	203
SH-12	816	LoD	LoD	219	125	152	131	553	LoD	206
SH-13	1330	LoD	LoD	445	156	51	182	787	LoD	244
SH-15	354	LoD	LoD	320	158	49	182	764	LoD	244
SH-19	302	LoD	LoD	312	155	50	184	771	LoD	245
SH-21	645	LoD	LoD	310	157	48	185	776	LoD	259
SH-22	700	LoD	LoD	287	157	49	182	763	LoD	254
II. frakció										
minta	Fe	Zn	Pb	Bi	Co	Cd	Ni	Cr	Cu	Ag
SH-1	263	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	3	8	LoD	LoD
SH-2	294	LoD	21	LoD	3	LoD	3	LoD	LoD	LoD
SH-3	122	LoD	LoD	LoD	1	LoD	9	LoD	LoD	LoD
SH-4	8	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
SH-5	353	LoD	LoD	LoD	3	LoD	18	LoD	LoD	3,33
SH-6	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
SH-7	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
SH-8	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD	LoD
SH-9	74	LoD	667	553	803	779	1024	909	747	562
SH-10	75	LoD	688	569	796	747	1019	899	641	564
SH-11	2	LoD	673	570	799	737	1023	881	575	563
SH-12	77	LoD	650	565	798	737	1015	878	537	565
SH-13	72	LoD	808	681	863	672	1116	1061	720	697
SH-15	97	LoD	797	647	857	665	1118	1042	688	707
SH-19	33	LoD	749	661	859	661	1112	1028	681	717
SH-21	40	LoD	1016	865	897	632	1218	1390	1353	1086
SH-22	44	LoD	981	901	901	621	1203	2597	1372	1023

III. táblázat. A DOP és a DTMP viszonzyszámok

Table III DOP and DTMP values

minta	DOP (%)	DTMP (%)						
		Pb	Bi	Co	Cd	Ni	Cr	Ag
SH-1	15	-	-	-	-	-	57	-
SH-2	36	49	-	-	-	-	-	-
SH-3	28	-	-	-	-	-	-	-
SH-4	16	-	-	-	-	-	-	-
SH-5	37	-	-	-	-	-	-	-
SH-9	17	-	55	86	83	88	62	72
SH-10	13	-	67	86	83	89	61	73
SH-11	2	-	69	86	82	89	61	73
SH-12	9	-	72	86	83	89	61	73
SH-13	5	-	60	85	93	86	57	74
SH-14	1	-	-	-	-	-	-	-
SH-15	21	-	67	84	93	86	58	74
SH-19	10	-	68	85	93	86	57	75
SH-20	1	-	-	-	-	-	-	-
SH-21	6	-	74	85	93	87	64	81
SH-22	6	-	76	85	93	87	97	80
SH-23	3	-	-	-	-	-	-	-

A DTMP arányok a DOP értékektől független eloszlást tükröznek (III. táblázat). Ez az eloszlás – a szelvényben elfoglalt helyzetnek megfelelően – határozott, éles ugrást mutat. A Bi, a Co, a Cd, a Ni, a Cr és az Ag DTMP értékei a rétegsor középső (~8 m) szakaszától válnak értelmezhetővé és – a Cr kivételével – kevésbé változnak (12. ábra). Ez az eloszlás nem magyarázható a felszíni mállási folyamatokkal; valószínűleg elsődleges, az üledékképződés körülményeit érintő változást



12. ábra. A DTMP értékek eloszlása a Pécselyi Tagozat nosztori-völgyi szelvényében

Fig. 12 Distribution patterns of DTMP values of the Pécsely Member in the Nosztor Valley section

tükröz. A felszíni oxidációs folyamatok következtében – a DOP értékekhez hasonlóan – a vizsgált minták DTMP értékeit sem célszerű az üledékképződési környezet redox viszonyainak közvetlen jellemzésére felhasználni. A Bi, a Co, a Cd, a Ni, a Cr és az Ag DTMP viszonyszámaiban megfigyelhető relatív változás azonban az üledékképződés sebességében, illetve az üledékgyűjtőbe kerülő szervesanyag típusában bekövetkező változásra utalhat (CRUSE & LYONS 2004). A nosztori-völgyi szelvényben sem az üledékképződés sebességét, sem a megőrződött szervesanyag típusát nem vizsgáltuk, ezért a rendelkezésünkre álló adatokból a DTMP értékekben tapasztalható hirtelen változás oka nem adható meg.

### Összefoglaló következtetések

A Sándorhegyi Formáció szervesanyagban gazdag kifejlődésének szervesetlen geokémiai jellemzéséhez a nosztori-völgyi szelvényből (Pécselyi Tagozat, Csupak) vastagréteges mészkő, vékonyréteges mészkő és laminit csoportokba sorolt mintákat vizsgáltunk.

Eredményeink alapján valamennyi minta PAAS összetételhez viszonyított, Al-normált fő- és nyomelem dúsulási tényezőjének eloszlása hasonló, amely a vizsgált szelvény kialakulásakor közel állandó környezeti feltételekre (pl. terrigén bezállítás mértéke, lehordási terület típusa) utal. A terepen megfigyelhető eltérő makroszkópos bélyegek – a teljes kőzet kémiai összetételének lényeges megváltozása nélkül – az üledékképződés jellegének, illetve a diagenezisnek a hatását tükrözik.

A  $P_2O_5$ , a Th, a Nb, az Y és a Ba nagy dúsulási tényezője (magnövekedett bioproduktivitás), a  $CaO+Na_2O-Al_2O_3-K_2O$  háromszögdiagram eredménye (K-gazdagodás, arid-szemiarid klíma), a redox-érzékeny nyomelemek dúsulása (oxigénhiányos környezet), a  $V/(V+Ni)$  index és a  $TOC-S_{tot}-Fe_{tot}$  rendszer feltárt összefüggései (erősen rétegzett anoxikus vízoszlop) megerősítik a korábbi öskörnyezeti modellt (CSILLAG & HAAS 1993; MONOSTORI 1994; BUDAI & HAAS 1997; CSILLAG 1999; NAGY 1999). A szervesetlen geokémiai vizsgálat eredményeként azonban néhány környezeti tényező pontosságát is sikerült megvalósítanunk:

(1) a vas mennyisége és eloszlása (dúsulási tényező,  $Fe/Al$  arány,  $Fe_{tot}-TOC-S_{tot}$  kapcsolat) alapján az üledékképződés és a korai diagenezis során a Fe elérhetősége korlátozott volt, amely a terrigén törmelékiszállítás lecsökkenésére vezethető vissza a késő-juli karbonátos üledékgyűjtőben;

(2) a redox-érzékeny nyomelemek ( $Cu/Al$ ,  $Ni/Al$ ,  $Pb/Al$ ,  $V/Al$  és  $Zn/Al$  arány) eltérő mértékű dúsulása, valamint a Co és a Cr koncentrációja szulfidos anoxikus, azaz euxin környezetet tükröz a Pécselyi Tagozat szervesanyagban gazdag képződményeinek felhalmozódásakor.

A nosztori-völgyi szelvény mintáiban a felszíni oxidációs folyamatok következtében az analitikailag meghatározott és az  $Fe_{tot}-TOC-S_{tot}$  diagram alapján becsült DOP értékek között nagy a különbség, ezért a DOP és a DTMP viszonyszámok nem használhatók fel az üledékképződési környezet redox viszonyainak közvetlen jellemzésére. A rétegsor középső részén (~8 m) a Bi, a Co, a Cd, a Ni, a Cr és az Ag DTMP arányaiban megfigyelhető relatív változás azonban az

üledékképződés sebességében, illetve az üledékgyűjtőbe kerülő szervesanyag típusában bekövetkezett változásra utalhat.

### Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetüket fejezik ki BUDAI Tamásnak, FÖLDINÉ POLYÁK Klárának, HARTYÁNI Zsuzsannának, HÁMORNÉ VIDÓ Máriának és PÓSFAI Mihálynak a kutatás különböző fázisaiban nyújtott segítőkész munkájukért, valamint értékes elméleti és gyakorlati tanácsaikért. SZAUER Mihályné, ANDRIKÓ Lászlóné, BAKOS Józsefné, MERÉNYI László technikusokat, IMRE Kornélia PhD hallgatót és AUGUSZTINY Zoltán tudományos segédmunkatársat a laboratóriumi munkák során nyújtott segítségükért illeti köszönet.

Ezzel a tanulmánnyal a szerzők HLAVAY József professzor emlékének szeretnének tisztelegni, aki tanszervezőként megteremtette a kutatás intézményi feltételeit.

### Irodalom – References

- ALGEO, T. J. & MAYNARD, J. M. 2004: Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. – *Chemical Geology* **206**, 289–318.
- ARTHUR, M. A. & SAGEMAN, B. B. 1994: Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. – *Annual Reviews on Earth and Planetary Sciences* **22**, 499–661.
- BAILEY S. W. 1984: Crystal chemistry of the true micas. – In: BAILEY S. W. (Ed): Micas. – *Reviews in Mineralogy* **13**, 13–66.
- BAILEY S. W. (Ed) 1988: Hydrous phyllosilicates. – *Reviews in Mineralogy* **19**, 725 p.
- BELLANCA, A., CLAPS, M., ERBA, E., MASETTI, D., NERI, R., PREMOLI SILVA, I. & VENEZIA, F. 1996: Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian–Cenomanian Cisonon section (Venetian region, northern Italy): sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **126**, 227–260.
- BERNER, R. A. 1970: Sedimentary pyrite formation. – *American Journal of Sciences* **268**, 1–23.
- BERNER, R. A. 1984: Sedimentary pyrite formation: an update. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 605–615.
- BERNER, R. A. & RAISWELL, R. 1984: C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. – *Geology* **12**, 365–368.
- BIHARI D., DARIDÁNÉ TICHY M., DUDKO A. & HORVÁTH I. 1985: A Dunántúli Középhegység szénhidrogénprognózisa. Összefoglaló jelentés, 2. rész. – Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, 153 p.
- BUDAI T. & CSILLAG G. 1998: A Balaton-felvidék középső részének földtana. – *A Bakony természet-tudományi kutatásainak eredményei* **22**, Zirc, 118 p.
- BUDAI T. & HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **40/3**, 307–335.
- CALVERT, S. E. & PEDERSEN, T. F. 1992: Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: how important is anoxia? – In: YWHGLAN, J. & FARRINGTON, J. W. (Eds): Organic Matter: Productivity, Accumulation and Preservation in Recent and Ancient Sediments. – Columbia University Press, New York, 231–263.
- CALVERT, S. E. & PEDERSEN, T. F. 1993: Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. – *Marine Geology* **113**, 67–88.
- CRUSE, A. M. & LYONS, T. W. 2004: Trace metal records of regional paleoenvironmental variability in Pennsylvanian (Upper Carboniferous) black shales. – *Chemical Geology* **206**, 319–345.
- CSILLAG G. 1999: Sándorhegyi Formáció. – In: BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L. & MAJOROS Gy.: A Balaton-felvidék földtana. – MÁFI kiadvány, Budapest, 71–75.
- CSILLAG G. & HAAS J. 1993: Sándorhegyi Formáció. – In: HAAS J. (Szerk.): Magyarország litosztratógráfiai alapegységei, Triász. – MÁFI kiadvány, Budapest, 71–73.

- DEAN, W. E. & ARTHUR, M. A. 1989: Iron-sulfur-carbon relationships in organic-carbon-rich sequences. I. Cretaceous Western Interior Seaway. – *American Journal of Sciences* **289**, 708–743.
- DYMOND, J., SUSS E. & LYLE, M. 1992: Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. – *Paleoceanography* **53**, 163–181.
- EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. 1991: Cycles and Events in Stratigraphy – Basic Concepts and Terms. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds): Cycles and Events in Stratigraphy. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 3–19.
- HAAS J. (Szerk.) 2004: Magyarország geológiája, Triász. – Eötvös Kiadó, Budapest, p. 18.
- HATCH, J. R. & LEVENTHAL, J. S. 1992: Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA. – *Chemical Geology* **99**, 65–82.
- HUERTA-DIAZ, M. A. & MORSE, J. W. 1990: A quantitative method for determination of trace metal concentrations in sedimentary pyrite. – *Marine Chemistry* **29**, 119–144.
- HUERTA-DIAZ, M. A. & MORSE, J. W. 1992: Pyritization of trace metals in anoxic marine sediments. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 2681–2702.
- HUTCHEON, I., BLOCH, J., DE CARITAT, P., SHEVALIER, M., ABERCROMBIE, H. & LONGSTAFFE, F. 1998: What is the cause of potassium enrichment in shales? – In: SCHIEBER, J., ZIMMERLE, W. & SETHI, P. S. (Eds): Shales and Mudstones. Schweizerbartische Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 107–128.
- JONES, B. & MANNING, D. A. C. 1994: Comparison of geochemical indices used for the interpretation of the paleoredox conditions in ancient mudstones. – *Chemical Geology* **111**, 111–129.
- LEVENTHAL, J. S. 1983: An interpretation of carbon and sulphur relationships in Black Sea sediments as an indicator of environments of deposition. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 133–138.
- MCLENNAN, S. M. 2001: Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **2**, 2000GC000109, 24 p.
- MILODOWSKI, A. E. & ZALASIEVICZ, J. A. 1991: Redistribution of rare earth elements during diagenesis of turbidite/hemipelagite mudrock sequences of Llandovery age from central Wales. – In: MORTON, A. V., TODD, S. P. & HAUGHTON, P. D. W. (Eds): Development in Sedimentary Provenance Studies. – Geological Society of London Special Publication **57**, 101–124.
- MONOSTORI, M. 1994: Ostracod evidence of the Carnian Salinity Crisis in the Balaton Highland, Hungary. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* **193/3**, 91–96.
- MORSE, J. W. & LUTHER III, G. W. 1999: Chemical influences on trace metal-sulfide interactions in anoxic sediments. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63/19-20**, 3373–3378.
- MÜLLER, A. 2002: Pyritization of iron and trace metals in anoxic fjord sediments (Nordasvannet fjord, western Norway). – *Applied Geochemistry* **17**, 923–933.
- NAGY, Zs. R. 1999: Platform-basin transition and depositional models for the Upper Triassic (Carnian) Sándorhegy Limestone, Balaton Highland, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **42/3**, 267–299.
- NEMECZ, E. 1973: Agyagásványok. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 507 p.
- OAKLEY S. M., DELPHEY C. E., WILLIAMSON K. J. & NELSON P. O. 1980: Kinetics of trace metal partitioning in model anoxic marine sediments. – *Water Research* **14**, 1067–1072.
- RAISWELL, R. & BERNER, R. A. 1985: Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. – *American Journal of Science* **285**, 710–724.
- RAISWELL, R., BUCKLEY, F., BERNER, R. A. & ANDERSON, T. F. 1988: Degree of pyritization of iron as a paleoenvironmental indicator of bottom-water oxygenation. – *Journal of Sedimentary Petrology* **58**, 812–819.
- RIMMER, S. M. 2004: Geochemical paleoredox indicators in Devonian-Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). – *Chemical Geology* **206**, 373–391.
- RIMMER, S. M., THOMPSON, J. A., GOODNIGHT, S. A. & ROBL, T. L. 2004: Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian–Mississippian marine black shales: geochemical and petrographic evidence. – *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **215**, 125–154.
- R. VARGA A. 2005: Az öskörnyezeti viszonyok és a lehordási terület jellemzése a törmelékes üledékes kőzetek geokémiai vizsgálatának segítségével: áttekintés. – *Földtani Közönlöny* **135/3**, 433–458.
- SCHULTZ, R. B. 2004: Geochemical relationships of Late Paleozoic carbon-rich shales of the Midcontinent, USA: a compendium of results advocating changeable geochemical conditions. – *Chemical Geology* **206**, 347–372.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. 1985: The Continental Crust: its Composition and Evolution. – Blackwell Scientific Publications Ltd., 312 p.

VICZIÁN, I. 1987: Agyagásványok Magyarország üledékes kőzeteiben. – Kézirat, Akadémiai doktori értekezés, Budapest. 205 p.

WEAVER, C. E. 1989: Clays, Muds, and Shales. – Elsevier, Amsterdam. 819 p.

Kézirat beérkezett: 2005. június 10.





## Travertínó a műemlékekben: fácies jellegek, fizikai tulajdonságok és kőzetdiagnosztika\*

*Travertine in monuments: facies types, physical properties and diagnosis*

TÖRÖK Ákos<sup>1</sup>

(9 ábra)

*Tárgyszavak: travertínó, műemlékvédelem, légszennyezés, gipsz, mállás*  
*Keywords: travertine, monument protection, air-pollution, gypsum, weathering*

### Abstract

---

Travertine is one of the most widespread dimension stones of Hungary and it is also frequently used in the monuments and public buildings of other countries. Several lithotypes of travertine are known having various physical properties. Most travertines are durable and have good load bearing capacity. Non-destructive on site tests such as Schmidt hammer and Duroscope are used for the damage diagnosis of travertine. XRD, differential thermal analyses, optical microscopy and scanning electron microscopy also provide valuable data on the deterioration of travertine monuments. Weathering and air pollution related deterioration lead to the formation of weathering crusts on the surface of travertine in polluted urban environment such as the one in Budapest. Thin laminar black crusts and globular black crusts are the common weathering forms, while white crusts that are known from porous Miocene limestone are not known from travertine monuments. Gypsum is the main secondary mineral of the black crusts which forms rosette like structures on the stone surface. Black colour of the crust is related to soot and fly ash particles that are incorporated in the crust and found as inclusions in gypsum crystals. The weathering and air-pollution also provoke a decrease in surface strength. The reduction of surface strength is most prominent on globular black crusts. Nevertheless this loss in surface strength is far less than the one that is detected on the black crusts of Miocene porous limestones of Hungary. Consequently, the fabric of travertine does not show such a severe damage than that of the porous limestone and thus travertine is considered to be more resistant to air pollution than porous limestone. The durability of travertine enables its use in polluted urban environment, too. An example of the recent use of travertine is at the House of Parliament in Budapest, where the porous limestone ashlar and ornaments are replaced by the durable travertine.

### Összefoglalás

---

A forrásvízi mészkő hazánk egyik legelterjedtebb építő- és díszítőköve. A travertínó néven ismert kőzetek változatos szöveti bélyegekkal rendelkeznek és ennek megfelelően fizikai tulajdonságaik is eltérőek. Közös vonásuk, hogy általában jó a teherbíró képességük és időállóságuk is megfelelő, jobb, mint a hazai durva mészkő típusoké. A már beépített forrásvízi mészkő állapotát helyszíni roncsolásmentes diagnosztikai és laboratóriumi szöveti, ásványtani és kémiai elemzésekkel lehet meghatározni. A vizsgálatok azt tükrözik, hogy az erősen szennyezett levegőjű városokban, mint amilyen Budapest is, a travertínó jelentős elváltozásokat mutat, amely részben mállási formák megjelenésében részben új másodlagos ásványok (pl. gipsz) kialakulásában nyilvánul meg. Ezek az elváltozások csökkentik a kőzet teherbíró képességét és megváltoztatják vízfelvételi tulajdonságait. Mindezek ellenére a travertínó az időjárásnak és a légszennyezésnek jobban ellenáll, mint a másik kedvelt díszítőkövünk, a durva mészkő.

\*2004. július -én a „Climatic and tectonic controls on travertine formation: the Case of the Pannonian Basin” c. konferencián Tatán elhangzott angol előadás átdolgozott, kibővített magyar nyelvű cikk változata

<sup>1</sup>BME Építőanyagok és Mérnökgeológiai Tanszék, 1111 Budapest, Stoczek u. 2, torokakos@mail.bme.hu

## Bevezetés

Műemlékeink építéséhez nagy mennyiségű üledékes kőzetet és azon belül is leginkább mészkövet használtak fel. A travertínó amit édesvízi mészkőnek vagy forrásvízi mészkőnek is neveznek az egyik legelterjedtebb műemléki kőzetanyagunk. A jelen cikk ismerteti a travertínó legfontosabb tulajdonságait és jellemzőit bemutatva a kőzet felhasználását a különböző hazai műemlékekben. Arra is kitér, hogy a műemlékekbe beépített forrásvízi mészkövön milyen, a természetes mállás és a légszennyezés hatásra kialakuló, elváltozásokat lehet megfigyelni és ezek megjelenése, hogyan befolyásolja a kőzet állapotát és a műemlékek állagát. E vizsgálatok jelentőségét az is emeli, hogy hazánkban kívül több helyen (pl. Rómában is) jelentős, travertínóból készült, műemlékek találhatók. A témát különösen időszerűvé teszi az a tény, hogy a travertínó „új virágkorát éri”, hiszen világszerte, így hazánkban is egyre népszerűbb díszítőkö, és ezért építészeti felhasználása folyamatosan növekszik.

### A travertínó elterjedése, példák a műemlékekből

A travertínó viszonylag elterjedt kőzet, hiszen csak Európában és Kis-Ázsiában több mint 300 előfordulása ismert (PENTECOST 1995), amelyek közül több tucat művelésre is alkalmas, díszítőkövet termelő bányáról tudunk. Az egyik legismertebb előfordulás a Róma melletti Tivoli és környéke, ahol a langyos forrásokból napjainkban is képződik a forrásvízi mészkő. A kőzet kiváló tulajdonságait már az ókori rómaiak is felismerték és ennek megfelelően i. e. III. században megkezdődött a helyi travertínó kitermelése. Ezek a bányák szolgáltatták a Tiberius császársága idején épített római műemlékek kőzetanyagát is, részben kiváltva a korábban egyeduralgoló márványt (SINDRABA et al. 2004). A legszebb példa a Colosseum, amely nagyrészt forrásvízi mészkőből áll, de eredetileg a belső burkolata márvány volt, amelyet később Róma építésére használtak fel. Az itáliai travertínó máig népszerű díszítő és burkoló kőzet, hiszen olyan híres XX. századi épületeknél alkalmazták, mint a Getty Center (Los Angeles).

A travertínó alkalmazása Pannónia területén is jelentős volt, hiszen i. sz. I. és III. század között számtalan római korból származó műemlékünk így többek között vízvezetékek, hidak, erődítmények vagy egész települések (pl. Aquincum) készültek ebből kőzetből, amit a környékbéli bányákból nyertek. A ma ismert budapesti és főváros környéki előfordulások mellett több kisebb, mára már letermelt vagy beépített forrásvízi mészkő bánya működhetett a történeti múltban (pl. Gellért-hegyen is). Jelenleg két nagyobb bányavidékről tudunk. Az egyik a főváros közvetlen közelében található Budakalász környékén, a másik a Gerecse területén Süttő mellett.

A római kort követően a hazai travertínó alkalmazásának második virágkora az ország fejlődésével kapcsolatos nagy építkezési hullámhoz köthető, és a XIX sz. második felére a XX. sz. elejére tehető. Ekkor számtalan budapesti és vidéki műemlékünk és lakóházunk épült travertínó felhasználásával. Híres budapesti épületeink közül teljes egészében forrásvízi mészkőből áll a Halászbástya, de a

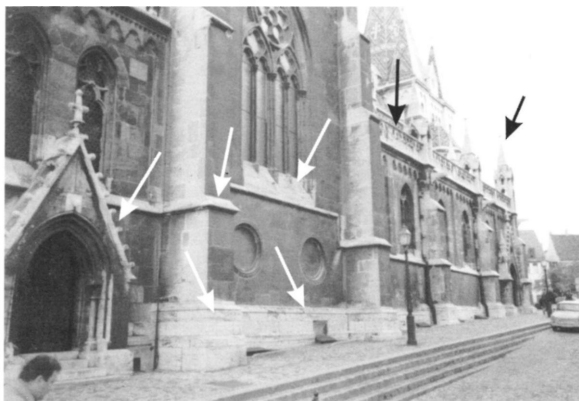


1. ábra. A komáromi Monostori erőd falazata „almásneszmélyi” travertinóból épült a XIX. sz. második felében

Fig. 1 The Monostori fortress in Komárom was constructed of travertine of Almásneszmély in the 19th century

Mátyás templom és az Országház építésénél is felhasználták. A vidéki példák közül a legnagyobb ilyen kőzetből álló épületünk a komáromi erődrendszer, amely „almásneszmélyi” forrásvízi mészkőből épült 1850 és 1871 között (1. ábra). Legújabb korban a XX. sz. végén és az ezredforduló után a travertinó ismét népszerű kőzetté vált, hiszen számos új középületünk (pl. Nemzeti Színház) és közterületünk (pl. Erzsébet-tér) kapott hazánkból vagy külföldről – Olaszországból és Törökországból – származó forrásvízi mészkő burkolatot.

A travertinó alkalmazása ott is számottevő lehet, ahol a műemlék épület fő kőzetanyagát más kőzet adja. A travertinót leginkább más mészkőfajtákkal együtt építették be, így például Budapest területén belül leginkább a „durva mészkőből” (miocén mészkőből) kialakított épületeknél használtak fel travertinót is. Az ilyen épületeknél (pl. Országház, Mátyás templom) travertinóból készültek a nagyobb teherbíró képességet igénylő vagy az időjárásnak jobban kitett kőzettömbök és faragványok. Előszeretettel használták lábazati kőként, oszlopoknál, ablakpárkányoknál, ajtókeretekenél, korlátoknál (2. ábra), vízköpőknél. Ezzel szemben a falburkolatok anyagaként inkább porózusabb, kevésbé ellenálló durva mészkövet használtak (pl. Mátyás templom). Az Országház tervezésénél STEINDL Imre az időjárásnak és víznek leginkább kitett lábazathoz forrásvízi mészkő beépítését írta elő a durva mészkő helyett. Az Országház – jelenleg is folyó –



2. ábra. Travertínó alkalmazása (nyilak) a Nagyboldogasszony-templom (Mátyás templom) É-i homlokzatán (lábazat, korlát, párkány, fiatornyok, ablakpárkányok)

Fig. 2 The application of travertine in the northern façade of Mathias Church in Budapest; arrows point to footings, cornices, ornaments and window frames made of travertine



3. ábra. Az Országház nyugati és déli homlokzata a travertínóra cserélt két kőtoronnyal és a még durva mészkőből álló sötétebb déli homlokzati részzel

Fig. 3 Western and southern façade of the House of Parliament in Budapest, where the original porous limestone appears in dark colour while the replaced travertines of the stone towers are white

felújítási munkáinál a mállott, erősen károsodott durva mészkövet cserélik forrásvízi mészkőre (3. ábra).

### A travertínó keletkezése és az ebből következő fizikai tulajdonságai

A travertínó a keletkezési környezetétől – fáciesétől – függően változatos megjelenésű lehet, és mind makroszkóposan, mind mikroszkóposan a szöveti típusok széles skáláját vonultatja fel. A kőzet eredetét és leülepedési környezetét figyelembe véve alapvetően megkülönböztethetünk forrásokból kivált, vízesésekhez köthető, vízfolyásokban (patak/folyó) képződő és tavi képződésű travertínót (PEDLEY 1990, VIOLANTE et al. 1994, PENTECOST 1995). Ennek megfelelően az építészetben és a kőiparban használt „forrásvízi mészkő” elnevezés nem szükségszerűen precíz, azaz nem feltétlenül jól tükrözi a kőzet keletkezését. A travertínók osztályozásánál figyelembe veszik azt is, hogy milyen hőmérsékletű vízből vált ki a kőzet (pl. PENTECOST 1995, FORD & PEDLEY 1996). A hideg és langyos vízű keletkezés mellett ismertek forró vízből kivált kőzetváltozatok is, melyek közül a legérzékenyebben tanulmányozott előfordulások a Yellowstone parkban találhatóak (pl. FOUKE et al. 2000). Hazánkban a forró vízből kivált travertínóknak közül az Egerszalók melletti előfordulás a leglátványosabb. A forró vízből kivált travertínó változatok tömeges építő- és díszítőkö felhasználása nem jellemző, mivel az előfordulásaik laterális és vertikális kiterjedése korlátozott.

Hazánk legnagyobb kiterjedésű travertínó előfordulása, a süttöi, a pleisztocén során törésvonalak mentén feltörő langyos forrásokhoz (SCHEUER & SCHWEITZER 1988) és azok körül kialakuló kisebb medencékhez, tavakhoz köthető (BAKACSI 1993). Ez a környezet egyedülállóan vastag olykor 40 m-es vastagságot is elérő travertínó képződéséhez vezetett. Az ilyen nagyobb kiterjedésű és általában langyos vagy meleg vízű tavakban képződött travertínó a legalkalmasabb díszítőkönek. Hasonló, bár inkább teraszos kifejlődésű az olaszországi legismertebb előfordulása is, a Róma melletti Tivoliban (GUO & RIDING 1998), amely az Örök város kedvelt építő és díszítőköve. A másik hazai nagyobb elterjedésű előfordulás a budakalászi, amely tetarátás jellegű is, de főként tavi kifejlődésű.

Jelen cikk nem kíván részletesen kitérni a travertínótípusok szöveti osztályozására (l. pl. D'ARGENIO & FERRERI 2004), hanem inkább a mérnökgeológiai szempontból fontosabb szöveti bélyegeket és makroszkópos jellegeket és az abból következő fizikai tulajdonságokat mutatja be.

Szabad szemmel vizsgálva a hazai műemlékekbe beépített travertínó fajták több szövettípusát és változatát lehet megkülönböztetni. A kőzetet alkotó karbonátos komponensek típusát (pl. növényi szármadaradvány), a szövet irányítottságát (pl. laminált vagy belső szerkezet nélküli), a pórusok mennyiségét, méretét és alakját is figyelembe véve az alábbi főbb forrásvízi mészkő típusok különböztethetők meg:

- homogén erősen cementált belső szerkezetet nem mutató kis porozitású típus,
- homogén, finomszemű, kissé agyagos, kevésbé cementált változata az előző típusnak,

- bioklasztos, amely főképpen növénymaradványokat (fitoklasztos pl. „nádszálmaradványos”) és esetenként héjtöredékeket (csigahéjak) tartalmazó típus,
- onkoidos, lekerekített cm-es onkoidokat tartalmazó típus,
- laminált (mikrobiális gyepszőnyeges, sztramatolitos, „moha-gyepes”) megnyúlt porusokat tartalmazó változat.

A travertínó szövetét és fizikai tulajdonságait a képződési környezete mellett az is befolyásolja, hogy milyen hőmérsékletű és kémiai összetételű vízből vált ki a kőzetet alkotó kalcium-karbonát. A leülepedést követő diagenézis során az üledék cementációja porozitást/permeabilitást csökkentve jelentősen módosíthatja a kőzet fizikai tulajdonságait, pl. nyomószilárdság növekedést eredményezve.

A polarizációs mikroszkópos vizsgálatok alapján az alábbi mikrofácies típusok a leggyakoribbak a hazai műemlékekben előforduló travertínóknál: onkoidos packstone, peloidos-bioklasztos wackestone, fitoklasztos és fitohermás boundstone, laminált fitohermás boundstone. A hazai műemlékeknél felhasznált travertínók többsége mikrites alapanyagú. Gyakori szöveti bélyegük az átkristályosodás, azaz mikropátosodás, amely elsősorban kora-diagenetikus folyamatokhoz köthető (l. pl. TÖRÖK 2003a).

A travertínók fizikai állapotát laboratóriumi kőzetzfizikai mérésekkel (tömegösszetétel, vízfelvétel, húzó- és nyomószilárdság, időállóság stb.) lehet megállapítani. A BME Építőanyagok és Mérnökgeológiai tanszékén hosszú évek során elvégzett több száz mérésből kitűnik, hogy a travertínók átlagos testsűrűsége 2400 kg/m<sup>3</sup> körüli értéket ad, látszólagos porozitása kőzettípustól függően 2–11% között változik, míg nyomószilárdsága is nagy szórást mutat 35–120 MPa között változhat.

### A műemlékekben található travertínó diagnosztikai vizsgálati módszerei

A műemlékekbe beépített travertínó állapotáról helyszíni roncsolásmentes kőzetzfizikai vizsgálatok (Duroszkóp, Schmidt kalapács) segítségével kaphatunk információkat. A Duroszkóp és a Schmidt kalapács működési elve hasonló, egy kisebb tömeg egy megfeszített rugó kioldásával a kőzet felületének csapódik és onnan a kőzet tulajdonságától, „szilárdságától” függően visszapattan. Ez a visszapattanási érték (dimenzió nélküli szám) jellemzi a kőzetfelület állapotát. A Schmidt kalapácsot beton vizsgálatára fejlesztették ki, ezért inkább nagyobb szilárdságú kőzetfelületek vizsgálatára alkalmas, míg a Duroszkóp kis ponton mér, de a felület egyenetlenségeire érzékenyebb. A kőzetszilárdság meghatározásra Schmidt kalapácsos méréseket végzett KLEB (1971), a roncsolásmentes vizsgálatok alkalmazhatóságát a kőzetszilárdsági paraméterek meghatározásában pedig GÁLOS (2003) foglalta össze. A felületi szilárdság mellett a kőzet viselkedésének és időállóságának meghatározó eleme a vízfelvétel és a nedvességtartalom. Az előbbi a pipás vízbeszívásos vizsgálattal az utóbbit hordozható műszerrel segítségével a helyszínen mérhetjük meg.

A helyszíni diagnosztika fontos része még a kőzetet ért elváltozások leírása, jellemzése. A forrásvízi mészkő környezeti hatásra történő elváltozásait

leginkább a mállási formák leírásával jellemezhetjük és a károsodási formák térképszerű ábrázolásával szemléltethetjük (FITZNER et al. 1995, FITZNER & HEINRICHS 2002). A hazai műemléki kőzetek elváltozási formáinak részletesebb ismertetését KERTÉSZ 1987, 1988, TÖRÖK 1997, 2002, 2004a, 2005a, GÁLOS 1999, 2005, ROZGONYI 2002, HÜPERS et al. 2005 és TÖRÖK et al. 2005a, 2005b munkáiban találjuk meg. A mállás hatására bekövetkező ásványtani és kémiai változásokat a már a földtani anyagvizsgálatban hagyományosnak mondható röntgendiffrakciós, derivatográfus, nedves kémiai és analitikai kémiai (AAS, ICP, XRF stb.) módszerek alkalmazásával mutathatjuk ki. A málláshoz köthető mikromorfológiai elemek, a másodlagos ásványok és a légszennyező forrásokból származó por- és koromrészecskék kimutatására már a hazai műemlékek kőzeteinek vizsgálatára is alkalmazták a pásztázó elektronmikroszkópot (SMITH et al. 2003, TÖRÖK & ROZGONYI 2004).

### A travertínók viselkedése mállás hatására

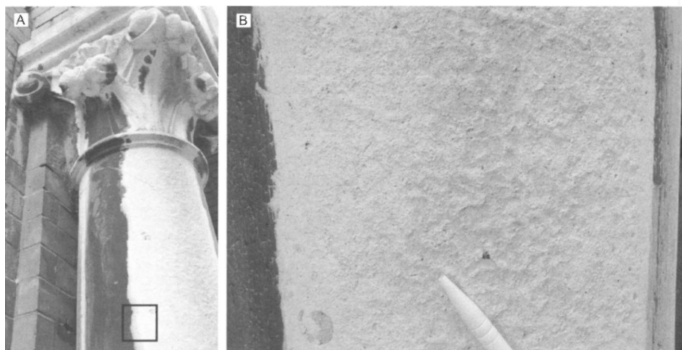
A mállás hatásra bekövetkező legfontosabb elváltozások részben a természetes mállási folyamatok, részben az antropogén hatások (légszennyeződés) következményei. A leggyakoribb elváltozások közé tartozik a felület elszíneződése, amely általában a kőzet kifakulásához vezet. A „bánya friss” travertínó krémszínű kissé sárgásbarna színe az időjárás hatására fakó fehérré változik. A városi környezetre jellemző szennyezett légköri viszonyokat tükrözik a travertínóból



4. ábra. Fekete gömbös mállási kéreg a travertínó felületén (Mátyás templom, oldalbejárat)

Fig. 4 Black globular weathering crust on travertine; Mathias Church, side entrance

épült műemlékek felületén megjelenő sötét színű mállási kérgék. Morfológiai alapon a sötét mállási kérgék két főbb csoportra oszthatók: a sík fekete kérgék és az egyenetlen felülettel jellemezhető fekete gömbös kérgék (4. ábra). A mállási kérgék tovább csoportosíthatók a kéreg vastagságától függően és a kéreg leválási formái alapján. Ennek megfelelően megkülönböztethetünk vékony és vastag gömbös fekete kérget, sík fekete kérget, és felhólyagosodó, fekete, sík mállási kérget is. Ez utóbbi már a kéreg leválási folyamat egy előrehaladottabb stádiumát



5. ábra. A) Fehér, visszaoldott köfelület (esőnek kitett) és fekete sík mállási kéreg (esőtől védett felület) travertínó oszlopon (keretes rész l. „B” kép), B) a két mállási zóna határa közeli képen (BME épülete)

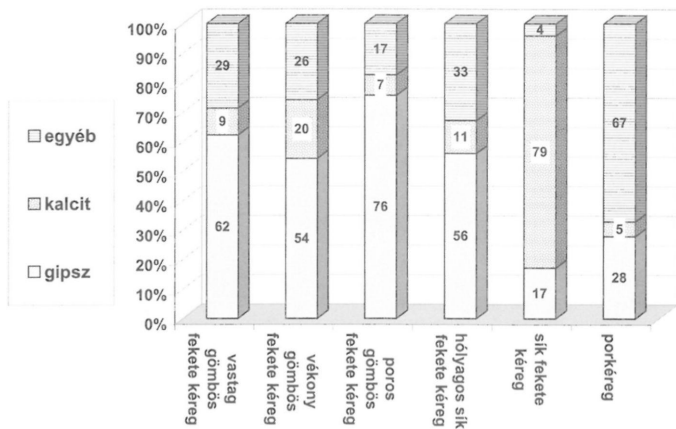
Fig. 5 A) White dissolved stone surface (rain exposed) and black laminar crust covered surface (protected) on a travertine column in one building of Budapest University of Technology and Economics, B) detail of the framed area

jelzi. A kevésbé ellenálló és esőnek jobban kitett falakon, párkányokon és díszítő elemeken a travertínó felületi visszaoldódása is megfigyelhető. Jellemző, hogy a kőzetfelület eső/szél kitettségétől függően a kőelem egyik felén, a kőzet felületén fekete kéreg képződése (védett rész), míg másik felén (az esőnek kitett részen) a kőzetfelület pusztulása, azaz visszaoldódása mutatható ki (5. ábra).

Mállás hatására nem csak a kőzetfelület színe, hanem ásványos összetétele is megváltozik. Az eredendően kalcit anyagú travertínó felületén sötét színű gipsz, kalcit és kvarc tartalmú mállási kérgék alakulnak ki (TÖRÖK 2005b). A mállási formák ásványos összetétele függ a mállási forma típusától is és attól, hogy az adott felület milyen mikroklimatikus (eső/szél kitettség) illetve környezeti (légszennyezettség) tényezőknek van kitéve. A mállási kérgék közül a gömbös fekete mállási kérgékben és a felhólyagosodott sík fekete kérgékben a gipsz az uralkodó ásvány. A kalcit aránya változó, de minden egyes kéregtípusban megjelenik. Az egyéb ásványokat a kvarc és kevés földpát képviseli (6. ábra).

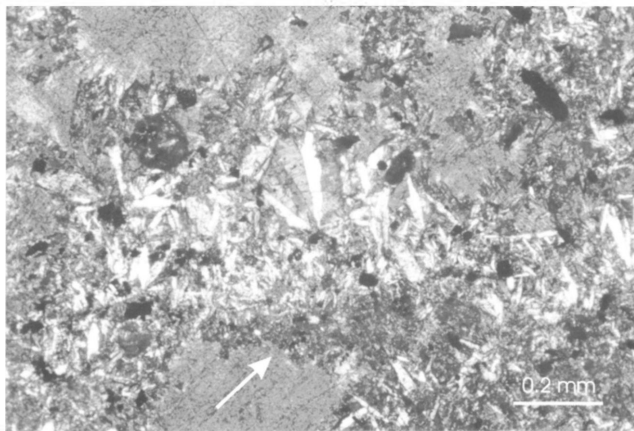
A gipsz a mállási kérgékben, vékonycsiszolatban jellegzetes tús kristályformákat alkot. Ezek a tús kristályok részben a kőzet felületen részben a porosokban jelennek meg (7. ábra). A természetben előforduló áttetsző vagy fekete gipsz-





6. ábra. A travertínó felületén kialakult mállási kérgék ásványtani összetétele. A kérgék mindegyike másodlagos gipszet tartalmaz (egyéb: kvarc és földpát)

Fig. 6 Mineralogical composition of various weathering crusts that are formed on travertine; columns from left to right: thick black globular crust, thin black globular crust, dusty black globular crust, blistering black crust, black laminar crust, dust crust; legend: 'egyéb' - quartz and feldspars, 'kalcit' - calcite, 'gipsz' - gypsum



7. ábra. Mállási kérget alkotó tűs gipsz kristályok travertínó felületén (nyíl), vékonycsiszolati kép

Fig. 7 Acicular gypsum crystals on the surface of travertine (arrow) in thin-section

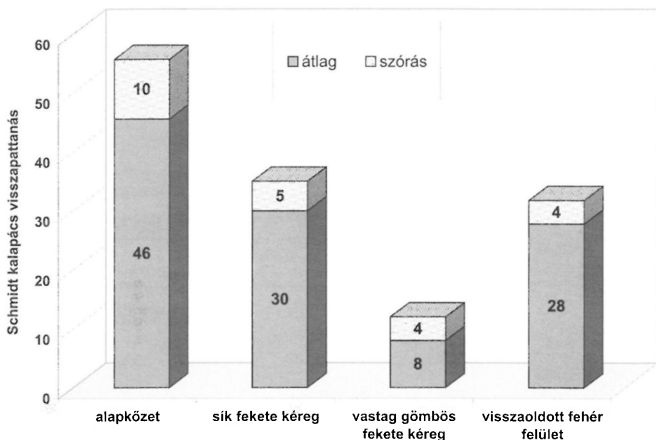


8. ábra. Mikrométeres nagyságrendű gipsz rozettákból álló, fekete, mállási kéreg pásztazó elektronmikroszkópos felvétele (Várkert bazár)

Fig. 8 Micron-size rosette-like gypsum crystals forming black globular crusts; SEM image, sample is from Várkert Kiosk

kristályok helyett a csiszolatokban sötétszürke, zavaros, zárványdús gipszkristályokat láthatunk. Ezek a zárványok a derivatográfus elemzések alapján szén eredetűek, azaz koromszemcséknek tekinthetők. A mállási felületen képződő gipszkristályok morfológiáját legjobban pásztazó elektronmikroszkópos felvételek mutatják. Ezekből a vizsgálatokból kitűnt, hogy a gipsz rozetta formájú kristálycsoportokat alkot (8. ábra). A gipsz mellett kalcitaggregátumok szilícium tartalmú valamint szén tartalmú, hamu, por és koromszemcsék is azonosíthatók a travertínok mállott felületén.

A roncsolásmentes helyszíni vizsgálatok (Schmidt kalapács, Duroszkóp) azt mutatták, hogy mállás hatására a legtöbb travertínónak a felületi szilárdsága kis mértékben csökken. Ez a csökkenés eltérő mértékű a különböző felületi károsodást mutató travertínó műemlékeken, pl. különböző a fekete mállási kéreggel bevont és a visszaoldott kőfelületeken. A Schmidt kalapácsos mérések alapján az alapközethez képest kisebb mértékű felületi szilárdságcsökkenést tapasztalhatunk a sík fekete mállási kéreg és a fehér visszaoldott felületek estén. A legkisebb értékeket a gömbös, fekete mállási kéreg mutatják (9. ábra). A Duroszkópos mérések eredményei hasonló tendenciát mutatnak. A pipás vízbeszivós vizsgálatok szerint a travertínón kialakuló fekete mállási kéreg nagyobb vízzárósággal rendelkezik, mint az alapkőzet. Azaz a mállási kéreg kialakulása egy, a felületen képződő kis vízáteresztő képességű réteg megjelenéséért is



9. ábra. Schmidt kalapács visszapattanási értékek csökkenése a travertínó különböző mértékben károsodott kőzetfelületein

Fig. 9 Average Schmidt hammer rebound values (dark grey) and standard deviation of the values (lighter grey) of weathered and unaltered travertine; columns from left to right: host rock, black laminar crust, thick black globular crust, dissolved white surface

felfogható. Ez a mállási kéreg a travertínó felületéhez erősen kötődik, azaz leválásra kevésbé hajlamos, mint a durva mészkőből kialakuló mállási kéreg.

### Következtetések

A műemlékekbe beépített travertínó köelemek diagnosztikai vizsgálata információt nyújt a kőzet és a műemlék állapotáról. Mállás és légszennyezés hatására a travertínó felületén mállási kéreg alakul ki. A mállási kéreg közül a sötét mállási kéreg jellemzőek a travertínóra, míg a durva mészkőből épült műemlékeken oly gyakori világos mállási kéreg (l. TÖRÖK 2002) a travertínón nem alakul ki. A sötét mállási kéreg közül mind a sík, mind a gömbös mállási kéreg előfordulnak. A gipsz, mint másodlagos ásvány megjelenik a mállási kéregben. A gipsz a légköri kén-oxidok (légszennyezés) és a forrásvízi mészkövet alkotó kalcit reakciótermékeként képződhet, míg a kéregben kimutatható kvarcsemcsék légköri porszennyeződésből származnak. A gipsz a legnagyobb arányban a fekete gömbös mállási kéregben jelenik meg, hiszen ezek fajlagos felülete „reakciófelülete” a legnagyobb. A kéreg fekete színét a gipszkristályokba és a mállási kéreg kalcitjába beépült korom okozza. A koromszemcsék egyúttal a gipszképződés katalizátorai is (AUSSET et al. 1999). Hasonló példákat és gipszdús mállási kéregket ismerünk durva mészkőből épült műemlékeinkről is

(TÖRÖK 2003a). A mállási folyamat a kőzetzilárdság csökkenéséhez vezet. A szilárdságcsökkenés jól nyomon követhető helyszíni roncsolásmentes vizsgálatokkal (Schmidt kalapács, Duroszkóp). Ez a szilárdságcsökkenés a travertínó esetében jóval kisebb mértékű, mint a másik kedvelt budapesti építő- és díszítőkönnél, a durva mészkőnél (l. TÖRÖK 2004b). A felületi roncsolásmentes szilárdsági mérések azt tükrözik, hogy a szilárdságcsökkenés elsősorban abban az esetben következik be, ha a felületen vastag, fekete, gömbös mállási kéreg alakul ki. Összevetve a durva mészkővel, a változatos mállási formák ellenére a travertínó szövete nem károsodik olyan mértékben, mint a durva mészkőé, tehát a forrásvízi mészkő a természetes mállásnak és a légszennyeződésnek is jobban ellenáll, mint a hazánkban alkalmazott legtöbb durva mészkő típus. Mindezek alapján, felhasználása a szennyezett levegőjű városokban is sokkal inkább javasolható. A kőzet jobb fizikai tulajdonságait és nagyobb ellenállóképességét használják ki az Országháznál is, ahol a tönkrement durva mészkő kőzettömböket forrásvízi mészkőre cserélik ki.

### Köszönet

A kutatómunkát a Bolyai János ösztöndíj támogatja (BO/233/04). A cikk megírását elősegítette a Getty Research Institute (Los Angeles) által nyújtott ösztöndíj. A vizsgálatok egy része a DAAD–MÖB magyar-német kutatócserék (30. sz. program, 2005–2006) keretén belül készült el. Köszönettel tartozom Dr. KERTÉSZ Pálnak a tanácsokért, a lektorálásért és Dr. HAAS Jánosnak a lektori véleményéért. A helyszíni roncsolásmentes mérésekben végzett segítségükért Dr. HAJNAL Gézát, EMSZT Gyulát és ÁRPÁS Endre Lászlót illeti köszönet. A röntgen-diffrakciós és derivatográfus elemzésekben Dr. KOCSÁNYINÉ KOPECSKÓ Katalin és KOVÁCS S. Béláné segített. Az Országház területén végzett vizsgálatokhoz LUKÁCS József, ANDRÁSSY Balázs, FERENCZ István, HERKULES János és a Reneszánsz Rt., míg a Mátyás stemplom területén végzett mérésekhez MÁTÉFFY Balázs és BÁNÓZKY Előd biztosította a feltételeket.

### Irodalom – References

- AUSSET, P., DEL MONTE, M., LEFEVRE, R. A. 1999: Embryonic sulphated black crusts on carbonate rocks in atmospheric simulation chamber and in the field: role of carbonaceous fly-ash. – *Atmospheric Environment* **33**, 1525–1534.
- BAKACSI Zs. 1993: A süttői forrásvízi mészkő összlet szedimentológiája. – Szakdolgozat, ELTE, TTK, Budapest, 108 p.
- D'ARGENIO, B. & FERRERI, V. 2004. Travertines as self regulating carbonate systems. Evolutionary trends and classification. – *Földtani Közlöny* **134/2**, 209–218.
- FITZNER, B. & HEINRICH, K. 2002: Damage diagnosis on stone monuments – weathering forms, damage categories and damage indices. – In: PRYKRI, R. & VILES, H. (eds): Understanding and managing stone decay. Carolinum Press, Prague, 11–56.
- FITZNER, B., HEINRICH, K. & KOWNATZKI, R. 1995: Weathering forms–classification and mapping. – In: SNETHALGE, R. (ed.): Denkmalpflege und Naturwissenschaft, Natursteinkonservierung I. Berlin, Ernst and Sohn, 41–88.
- FORD, T. H. & PEDLEY, H. M. 1996: A review of tufa and travertine deposits of the world. – *Earth-Science Reviews* **41**, 117–175.

- FOUKE, B. W., FARMER, J. D., DES MARAIS, D. J., PRATT, L., STRUCHIO, N. C., BURNS, P. C. & DISCIPULO, M. K. 2000: Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.). – *Journal of Sedimentary Research* 70, 565–585
- GÁLOS M. 1999: Építési kőanyagok mállásának és tönkremenetelének dokumentálása. – *Kő* 4, 18–19.
- GÁLOS M. 2003: Kőzetszilárdsági tulajdonságok meghatározása roncsolásmentes vizsgálati módszerrel. – *Építőanyagok* 55/2, 55–57.
- GÁLOS M. 2005: Az Egri minaret felújításával kapcsolatos közvetlen vizsgálatok. – *Kő* 7/1, 23–27.
- GUO, L. & RIDING R. 1998: Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. – *Sedimentology* 45, 163–180.
- HÜPERS, A., MÜLLER, C., SIEGSMUND, S., HOPPERT, M., WEISS, T. & TÖRÖK Á. 2005: Kalksteinverwitterung – die Zitadella und das Parlaments – Gebäude in Budapest. – In: SIEGSMUND, S., AURAS, M. & SNETHLAGE R. (eds): *Stein Zerfall und Konservierung*. Edition Leipzig, 201–209.
- KERTÉSZ P. 1987: A kölni dóm építőkövei – mállási jelenségek és okok. – *Építőanyag* 39/5, 244–253.
- KERTÉSZ, P. 1988: Decay and conservation of Hungarian building stones. – In: MARINOS, P. G. & KOUKIS, G. C. (eds): *The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments, and Historical Sites*, Proc. of International Symposium of IAEG, Athens, Balkema, Rotterdam, II, 755–761.
- KLEB B. 1971: Kőzetminősítés Schmidt kalapáccsal építésföldtani térképezés keretében. – *Földtani Közönlöny* 101/1, 55–61.
- PEDLEY, H. M. 1990: Classification and environmental models of cool freshwater tufas. – *Sedimentary Geology* 68, 143–154.
- PENTECOST, A. 1995: The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia minor. – *Quaternary Science Reviews* 14, 1005–1028.
- ROZSGONYI N. 2002: Durva mészkő viselkedése légköri szennyeződések hatására. – *Építőanyagok* 54/2, 30–36.
- SCHUEER Gy. & SCHWEITZER F. 1988: A Gerecse- és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – *Földrajzi Tanulmányok* 20. Akadémiai Kiadó, 129 p.
- SINDRABA I., NORMANDIN K. C., CULTRONE G. & SCHEFFLER M. J. 2004: Climatological and regional weathering of Roman travertine. – In: PRIKRYL, R. & SIEGEL, P. (eds): *Architectural and sculptural stone in cultural landscape*. The Karolinum Press, Prague, 211–228.
- SMITH, B. J., TÖRÖK Á., MCALISTER, J. J. & MEGARRY, J. 2003: Observations on the factors influencing stability of building stones following colour scaling: a case study of the oolitic limestones from Budapest, Hungary. – *Building and Environment* 38/9–10, 1173–1183.
- TÖRÖK, Á. 1997: Deterioration of limestone buildings as a result of air pollution, examples from Budapest. – In: MARINOS, P. G., KOUKIS, G., TSIAMBAOS, G. & STOURNARAS, G. (eds): *Engineering Geology and the Environment*, IAEG 1997 Athens, Balkema (Rotterdam), III., 3269–3273.
- TÖRÖK, Á. 2002: Oolitic limestone in polluted atmospheric environment in Budapest: weathering phenomena and alterations in physical properties. – In: SIEGSMUND, S., WEISS, T. S. & VOLLBRECHT, A. (eds) *Natural Stones, Weathering Phenomena, Conservation Strategies and Case Studies*. Geological Society, London, Special Publications 205, 363–379.
- TÖRÖK, Á. 2003a: Facies analysis and genetic interpretation of travertine, Buda Vár-hegy, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 46/2, 177–193.
- TÖRÖK Á. 2003b: Durva mészkőből épült műemlékek károsodása légszennyezés hatására. – In: TÖRÖK Á. (szerk.), *Mérnökgeológiai Jubileumi Konferencia, Műegyetemi Kiadó, Budapest*, 287–301.
- TÖRÖK Á. 2004a: Műemléki kőzetek állapotromlásának külső jegei, 1. rész. – *Kő* 6/4, 27–29.
- TÖRÖK, Á. 2004b: Comparison of the Processes of Decay of Two Limestones in a Polluted Urban Environment. – In: MITCHELL, D. J., & SEARLE, D. E. (eds): *Stone Deterioration in Polluted Urban Environments*. Science Publishers Inc., Enfield, USA, 73–92.
- TÖRÖK Á. 2005a: Műemléki kőzetek állapotromlásának külső jegei, 2. rész. – *Kő* 7/1, 30–32.
- TÖRÖK, Á. 2005b: Gypsum-induced Decay on the Limestone Buildings in the Urban Environment of Budapest. – *International Journal for Restoration of Buildings and Monuments* 11/2, 71–78.
- TÖRÖK, Á. & ROZSGONYI N. 2004: Mineralogy and morphology of salt crusts on porous limestone in urban environment. – *Environmental Geology* 46/3, 323–339.
- TÖRÖK, Á., VOGT, T., LÖBENS, S., FORGÓ, L. Z., SIEGSMUND, S. & WEISS, T. 2005a: Weathering forms of rhyolite tuffs. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 156/1, 177–187.

TÖRÖK Á., HAJNAL G., EMSZT Gy. & ÁRPÁS E. L. 2005b: A Mátyás-templom kőzetanyagának állapota. – *Építőanyagok* 57/3, 74–80.

VIOLANTE, C., D'ARGENIO, B., FERRERI, V. & GOLUBIC, S. 1994: Quaternary travertines at Roccheta a Volturno (Isternia, Central Italy). Facies analysis and sedimentary model of an organogenic carbonate system. – *IAS 15th Regional Meeting, Ischia, Italy, Fieldtrip Guide Book*, 3–23.

Kézirat beérkezett: 2005. 10. 30.

## Hírek, ismertetések

Összeállította: PIROS OLGA

### ÉVFORDULÓK

#### 50 éves a Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézet

##### Köszöntés

Nekünk, földtudományt művelőknek, ritka, különösen jóleső, ünnepi alkalom egy intézmény fennállásának több évtizedes, jelen esetben ötven éves, évfordulóját ünnepelni. A Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézetének alapítása méltóan illeszkedik a Magyar Tudomány Ünnepe 2005. évi rendezvény sorozatába.

Ötven évvel ezelőtt felejthetetlen emlékü professzorom, SZÁDECZKY KARDOSS Elemér kezdeményezte az önálló geokémiai kutatólaboratórium létrehozását, nem kisebb célt tűzve ki maga és munkatársai elé, mint a földtani (ásványtani, közettani, teleptani), a természeti anyagismeret szintézisének tekintett geokémia tudományának művelését. A tudományos műhely azóta számtalan itthon és külföldön is elismert tudományos eredményt tudhat magáénak, és az évek során a kutatólaboratórium rangban intézett emelkedett, köszönhetően PANTÓ György akadémikus megelőző, és ÁRKAI Péter akadémikus, jelenlegi igazgató következetes munkásságának. Fogadják őszinte elismerésem!

Köszöntésem a Magyar Állami Földtani Intézet részéről az évtizedek óta folyó együttműködésnek, a közös kutatásoknak, a közös eredményeknek szól. Közösek a gyökerek is. Igazolásul idézhetjük SZÁDECZKY KARDOSS Elemér szavait „Geokémia” című művéből, miszerint „...a hazai, szoros értelemben vett geokémiai kutatást analitikai oldalról a Magyar Állami Földtani Intézetben főleg SZELÉNYI Tibor, a kvarcspektrográfiai módszerek fejlesztésével VOGL Mária, a földtani oldalról pedig, a Velencei-hegység komplex vizsgálatával FÖLDVÁRI Aladár kezdeményezte.”

Az ötven év folyamán ebben a tudományágban is hatalmas módszertani, szemléleti átalakulások történtek, ezzel együtt változtak az intézményeink közötti együttműködés témái.

Meghatározó jelentőségű volt egy-egy nagyértékű műszer üzembe állítása, az új lehetőségek közös kiaknázása. A műszeres vizsgálatok terén a mikroszonda, a tömegspektrográf, a könnyű- és stabil izotópok vizsgálata jelentette az együttműködés fő területeit. A Földtani Intézet térképező tevékenysége során számtalanszor támaszkodott a magmás és metamorf kőzetek és folyamatok vizsgálatának eredményeire. Említhetnénk a mangán képződés, dúsulás, valamint a vízben oldott szerves anyagok geokémiájának terén folytatott közös kutatásokat.

Az utóbbi években értékes eredményekkel járult hozzá a Kutatólaboratórium a kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladékok lerakására alkalmas telephely komplex földtani kutatásához Bátaapáti térségében. A szakmai összhang, az egymást kiegészítő speciális kutatási területek eredményezték a közös konferenciákat és publikációkat a földtani környezetvédelem területén.

Köszöntésem a Magyarhoni Földtani Társulat részéről is elismerést és köszönetet tartalmaz. Elismerés azoknak, akik felhasználták a Társulat széles szakmai fórumát tudományos eredmények közzétételére, a rohamosan fejlődő tudományág stratégiai kérdéseinek megvitatására. Köszönet azoknak az intézeti tagtársaknak, akik tisztséget, funkciót vállaltak a Társulatban, választott tagjai a Társulat egyes bizottságainak, a Választmány testületének, akik önkéntes munkájukkal támogatták/ támogatják tevékenységét, öregbítették/öregbítik szakmai hírnevét.

Megragadva ezt az alkalmat, elismerésemet kifejezve szeretném átadni PANTÓ György akadémikus úrnak az 50 éves társulati tagságot elismerő oklevelet, ÁRKAI Péter igazgató úrnak pedig a Földtani Intézet ajándékát, egy reprodukciót, HAMILTON könyvének a Vezúv 1797. évi kitörését megörökítő egyik ábráját.

Az Intézet vezetőinek, munkatársainak kívánok további eredményes kutatómunkát, szakmai sikereket, Jó szerencsét.

Budapest, 2005. november 22.

BRZSNYÁNSZKY Károly

A Magyarhoni Földtani Társulat elnöke  
A Magyar Állami Földtani Intézet igazgatója

## RENDEZVÉNYEK

## Beszámoló a VII. Székelyföldi Geológus-találkozóról

A VII. Székelyföldi Geológus Találkozó szervezői közt a házigazda *Sapientia Erdélyi Magyar Tudományegyetem* Csíkszeredai karai, továbbá a *Csiki Természetjáró és Természetvédő Egyesület* és a *Magyarhoni Földtani Társulat* mellett megjelent egy új név: a *Pro-Geologia Egyesület* (Csíkszereda), amely azonnal főszervezővé lépett elő. E nemrég bejegyzett egyesület fő célkitűzése a földtudományokkal foglalkozó székelyföldi- és Székelyfölddel foglalkozó szakemberek összefogása. Ezért is adták a rendezvénynek a *Földtan és Környezetvédelem* főcímet. Itt lehetőséget kapnak a résztvevők, hogy ide tartozó kutatási eredményeikről beszámoljanak, valamint új technológiákat és módszereket ismertessenek.

Az elképzelésnek meg is volt az eredménye, mert a jelentkezők száma 100 főre emelkedett. A végleges adatok szerint mind a résztvevők száma (99 fő), mind az előadások száma tekintetében rekordot ért el a találkozók történetében. Egyöntetű vélemények szerint e mellett még a rendezvény színvonala is növekedett. A 26 előadás megoszlása: 6 plenáris, 20 szekcióbéli, amelyekhez 3 érdekes poszter csatlakozott

Az absztrakt kötet tartalmazza a kirándulással érintett jelentősebb földtani képződmények leírását, továbbá az egyes megállókat bemutatókat az alábbiak szerint:

1. A *vaslábi dolomit kőfejtő* régi bányája: amelynek II. lépcsőjén a bánya egykori geológusa, Kőmény Pál mutatta be az óriási (pár cm-es) tremolit kristályokat és az ásványosodás számos más formáját.

2. A felhagyott *balánbányai külfejtés*: ahol a kalkopirités telep „vaskos” oxidációs zónájába tartozó számos másodlagos ásvány mellett az eredménytelen rekultivációra láttunk még példát. Ugyanitt megcsodáltuk az Egyesítő sajátos formáját, a Nagybagymást az Ócsémetetőt és a meredek sziklafalak tövében a hegylábi, hatalmas kiterjedésű kőgörgöteget.

3. A *csíkszentimrei Büdösfürdő*: ahol azonnal éreztük az utóvulkáni kigőzölgs megtévesztőhetetlen illatát, láthattuk az esőben „buborékos” földet, valamint a cinóberes ércesedést. Ezt a kigőzölgó gázt egyik helyen a mofettába terelték gyógyászati céllal.

4. A *tusnádi Borvizzmúzeum*: amelyről részletes beszámolót a Közöny előző számában találhatók.

Ebédidőben a székelyföldi konyha pazar ízvilágába a csíkrákosi Cserekert fogadóban nyertünk betekintést.

A második napon hangzottak el az előadások. Ezek tematikája az európai felsőoktatási reformtól a környezetvédelem változatos kérdéskörén, a vulkáni folyamatokon és azok termékein keresztül a távérzékelésig terjedt. Az előadások szerzőinek és az előadásoknak a jegyzéke az alábbiakban olvasható.

A konferencia állófogadással zárult, ahol az inycsiklandó ételkkel és italokkal roskadási terített asztalok között kötetlen beszélgetések zajlottak, és barátságok kötődtek.

A színes borítójú absztrakt kötet címlapján egy csillogó antimotit kristálycsomó (Gödemesterháza), hátulján pedig HERBICH Ferenc tájegységről 1878-ban készült, máig egyetlen székelyföldi, földtani térképe látható.

Mindannyian, akik részt vettünk köszönettel tartozunk a helyi szervezőknek, kiváltépp a Pro-Geologia képviselőinek (ZÓLYA László, LACZKÓ Attila A., JÁNOSI Csaba), akik napi, néha terepi, munkájuk mellett szervezték az ideit találkozót, tartották a kapcsolatot, akár az Internet-Caffén keresztül is (LACZKÓ Attila A.), hogy az absztraktok időben nyomdába kerüljenek. Köszönet illeti a házigazda Sapientia EMTE Csíkszeredai karait a termék és az infrastruktúra rendelkezésre bocsátásáért.

Végül, de nem utolsó sorban köszönet minden kedves kollégának, barátoknak, az aktív részvételért A lelkes szervezőcsapat jövőre is visszavár mindenkit, de új résztvevőket is szívesen látnak.

## A előadások szerzői és címei

ZSOMBORI V.: Radioaktív hulladéktárolás Romániában

WEISZBURG T.: Az európai felsőoktatási reform (Bologna folyamat) az erdélyi geológusoktatás szemszögéből – lehetőségek és teendők

VERRASZTÓ Z.: A környezetvédelem földtudományi alapjai

UNGER Z.: A távérzékelés alkalmazása a környezetvédelemben

BERNÁDT Z.: A kockázatbecslés, mint a Hargita megyei Csíkszentimre területén felhagyott higanyérckitermelés ökológiai helyreállításának eszköze

SAKÁLL S.: A 150 éve megjelent ACKNER: Erdélyi ásványtana és székelyföldi vonatkozásai

KOVÁCS J. Sz.: Szehidrogéntároló jellegű üledékes fáciesek szekvencia rétegtani keretei



az erdélyi paleogén medencében, kvantitatív paleoökológiai és szejzmikus adatok tükrében

MÁJAI Cs, UNGER Z: A Csukás-hegység földtudományi-ökológiai értékelése

WANEK F: A baróti-brassói-háromszéki-medencesor széntartalmú pliocén üledékeinek kutatástörténete, I. rész: A kezdetektől a XIX. század végéig

BALOGH I: Egy lehetséges közös pont

TIMÁR G., GALAMBOS Cs., CZIMBALMASNÉ SZABÓ Z.: A Békény-patak (Gyergyói-medence) vízgyűjtőjének erdőborítás-változása a XVIII. század végétől napjainkig

FUST A.: A kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló kutatások Bataapáti térségében

FERENCZ Cs., TIMÁR G., KERN A.: Erdély és a kapcsolódó területek Modis úrfelvételeken

JAKAB Gy., LACZKÓ A.A., ZÓLYA É.G., ZÓLYA L.A., PÁL-MOLNÁR E. ZAKARIÁS L.: A Székelyföld ércletelei

MÁGYARI E., JAKAB, G., BUCZKÓ K., BRAUN, M., PÁL, Z., SZÁNTÓ, Zs., MOLNÁR, M.: A Szent-Anna tó paleolimnológiai kutatásának eredményei

KÖLLŐ A., SZAKÁLL S.: A balánbányai ércesedés külfejtésében megfigyelt másodlagos ásványok

Burján B.: Vízkiszökési szerkezetek a Kistarcsa környéki pliocén kavicsösszletben

BOT J., SOMAY P.: Földtani értékek védelme Hargita

PÁSZTOHY Z.: A Csíki-medence felszín alatti vizeinek rendszere és szennyeződéserősség-értékelésének elvi kérdései

BARTHA A.: Fontosabb geo és környezetanalitikai módszerek a Magyar Állami Földtani Intézetben (Az analitikai módszerharmonizáció tapasztalatai az európai geológiai intézetek laboratóriumaiban)

SZURKOS G., ZSÁMBOK I.: Településgeológiai térképezés a Magyar Állami Földtani Intézetben

MOSONYI E.: Néhány neogén szubvulkán metamorf xenolitjainak tanulmányozása a Radnai-havasok déli részén

PÁL-MOLNÁR E., JÁNOSI T.: A Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék „Koch Sándor ásványgyűjteményének” digitális feldolgozása

VISZKOK J., GÁSPÁR E.: Transzport modellezés a Gyöngyösorsoszi ércbánya környezetszennyezésének szimulációjára

BATKI A., PÁL-MOLNÁR E.: Lamprofil telérek eredete, Ditrói alkáli masszívum, Románia

UNGER Z., TIMÁR G.: Néhány szerkezeti-tektonikai következtetés székelyföldre az

srtn domborzati modell alapján (Székelyföld az úrból VI. rész)

Budapest–Csíkszereda 2005. október 31.

UNGER Zoltán

## KÖNYVISMERTETÉS

**Sümegei Pál: A régészeti geológia és a történeti ökológia alapjai**

(JATEPress Szeged, 2003. 223 oldal, 64 ábra papírkötés, 1267 forint)

A szerző tankönyve egyedülálló és hiánypótló a hazai szakirodalomban. Munkája szemléleti alapokat nyújt a hazai régészek azon rétege számára, akik végezhetnek ugyananyagvizsgálatokat, de nem tudják kellőképpen kiaknázni az adatokból nyerhető öskörnyezeti rekonstrukciós lehetőségeket. A könyvről több mint tizenöt éves történeti ökológiai tapasztalatain alapul mindaz, amit a régészekkel együtt dolgozó geológusok számára is ajánl, hiszen nagyban fellendült a két történeti szemléletű szakma összekapcsolódó munkálkodása az autópálya építéseket megelőző ásatásoknál.

A hét fejezetből álló könyv bevezetesként áttekinti a címben foglalt diszciplínák kialakulását, a nem mindenki számára világos törvényszerű egymásrataltságot, a tudományágak fejlődését. Ezt követően mintegy százötven oldalon részletezi a ma használatos összes vizsgálati módszert, a mintavételtől kezdve a gerinces anyag vizsgálatáig. Külön fejezet foglalkozik az emberré válás időkereteivel és az ember és környezete kapcsolatának történetével.

A könyv olvasmányos, stílusa élvezetes, sokszor érdekfeszítő. Irodalmi hivatkozásai, példái felkeltik az olvasó figyelmét. A munka külön értéke, hogy a nagy gyakorlattal rendelkező szerző egyik igen sikeres komplex kutatása – a batorligeti ősláp – példáján mutatja be a geológiai és a környezettörténeti feldolgozás általa is ajánlott modelljét.

A téma iránt érdeklődő szakembereknek melegen ajánlom – szinte első kötetként – a szerző 2001-ben megjelent „A negyedidőszak földtani és öskörnyezeti alapjai” című könyvét (JATEPress 2001. 262 oldal, 79 ábra, papírkötés, 2038 forint).

Mindkét könyv beszerezhető: Egyetemi Könyv- és Jegyzetbolt, 6722 Szeged, Vitéz u. 12. Tel/Fax: 62/420-245

SZÓNOKY Miklós  
ny. egyetemi docens

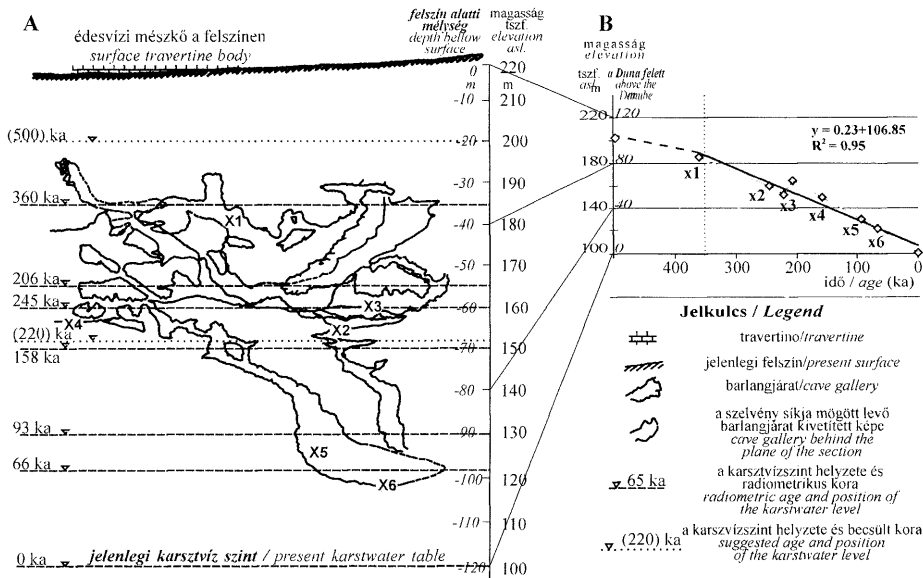


## A 135. évfolyam lektorai voltak

Balogh Kadosa	Hlicskó Béla
Bárdossy György	Horváth Erzsébet
Buda György	Jankovics Bálint
Budai Tamás	Jámbor Áron
Cserny Tibor	Járainé Komlódi Magdolna
Csillag Gábor	Kertész Pál
Csontos László	Király Edit
Demény Attila	Knauerné Gellai Mária
Dunkl István	Kordos László
Embey-Isztin Antal	Kovács József
Fodor László	Less György
Fórizs István	Mikes Tamás
Földessy János	Müller Pál
Fügedi Ubul	Pentelényi László
Galács András	Sipos Péter
Gálné Sólymos Kamilla	Szakmány György
Geiger János	Székely Balázs
Gregorová, Anna	Török Ákos
Greschik Gyula	Vértesy László
Haas János	Vörös Attila
Hámorné Vidó Mária	Zelenka Tibor

Munkájukat ezúton is köszöni a Szerkesztőbizottság.

A 385. oldalon az ábra helyesen:



3. ábra. A karsztvízszint változásának nyomon követése barlangi ásványok Th/U korának meghatározásával (LEÉL-ŐSSY 1997, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003). A: A József-hegyi-barlang keresztmetszelve mintavételi helyek és a karsztvízszint időbeli változásainak feltüntetésével. B: A karsztvízszint változásának idő-magasság diagramja. Az adatok a 4. táblázatban megtekinthetők.

Fig. 3 Th/U dating of speleothems (after LEÉL-ŐSSY 1997, LEÉL-ŐSSY & SURÁNYI 2003). A: Cross section of the József Hill Cave with sample sites, suggested position and age of the karstwater level. B: Age-elevation plot of the karstwater level changes controlled by the incision of the Danube River. See data in Table 4

## Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a töbletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelenítéséhez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani**, emellett a **technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni**. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelenítését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím

g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt

h, Diszkusszió

b, Szerző(k), postacím (E-mail cím)

i, Eredmények, következtetések

c, Összefoglalás (angol abstract)

j, Köszönetnyilvánítás

d, Bevezetés, előzmények

k, Hivatkozott irodalom

e, Módszerek

l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok

f, Adatbázis, adatkezelés

m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közöly nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)

GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)

KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)

(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)

(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közöly feltünteteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezési is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

# Földtani Közlöny

135/4, 2005

Tartalom — Contents

ZELENKÁ Tibor, KALÓ János, NÉMETH Norbert: Az alsótelekesi gipsz-anhidrit dóm szerkezete — <i>The structure of the gypsum-anhydrite dome at Alsótelekes</i> .....	493
HAAS János, BUDAI Tamás, SZENTE István, PIROS Olga, TARDINÉ FILÁ CZ Edit: Felső-triász lejtő- és medencefáciesű rétegsorok a Pilisben és a Tatabányai-medencében — <i>Upper Triassic slope and basin sequences in the Pilis Mts and the Tatabánya Basin</i> .....	513
RAUCSIK Béla, HORVÁTH Hajnalka, R. VARGA Andrea: A Sándorhegyi Formáció szeretlen geokémiai vizsgálatának eredményei (Pécselyi Tagozat, Nosztori-völgy — <i>Inorganic geochemistry of Sándorhegy Formation (Pécsely Member, Nosztor Valley, Hungary)</i> .....	545
TÖRÖK Ákos: Travertinó a műemlékekben: fácies jellegek, fizikai tulajdonságok és közetdi- agnosztika — <i>Travertine in monuments: facies types, physical properties and diagnosis</i>	571
Hírek, ismertetések: Összeállította: PIROS Olga .....	585