

# Földtani Közlöny

134/1

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

BULLETIN OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL SOCIETY



Budapest, 2004

# Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat  
folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological  
Society

Vol. 134/1

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  
címre 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)

## Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben II. – mikroszerkezeti jellemzők

*Early phase ductile deformation elements in the limestones of the Eastern part of the Bükk Mts. Part Two: – Patterns of microstructure*

NÉMETH Norbert<sup>1</sup> – MÁDAI Ferenc<sup>2</sup>

(10 ábra, 1 táblázat, 2 tábla)

*Tárgyszavak: szöveti irányítottság, karbonátkőzet, deformációs mechanizmus*  
*Keywords: preferred orientation, carbonate rock, deformation mechanism*

### Abstract

Subsequent to investigations of ductile deformation patterns recognizable on limestone outcrops of the Eastern Bükk (see part I of this paper in 133/4 issue) the microstructural elements were studied. Our aim was to identify the deformation mechanisms that resulted in these elements, and to characterize their features preferably by quantitative parameters. Analyses were focused on shape- and lattice-preferred orientation of the microcrystalline carbonate matrix, on the morphology of grain boundaries and on deformation patterns of the coarse-grained calcite aggregations of pre-tectonic origin.

The results show that the textural orientations (both shape- and lattice preferred) depend on the intensity of shear stress and on local strain parameters that occurred during the ductile deformation phase and also on the size distribution of primary texture elements of the limestone.

Given the stress and temperature conditions necessary to produce the observed features, this early deformation phase in the Eastern Bükk took place during the Alpine dynamothermal metamorphism, when the temperature in these rocks reached its maximum (200–350 °C). The differential stress in certain shear zones could have exceeded 200 MPa and dynamic recrystallization, significant strain and milonitization took place.

### Összefoglalás

A feltárás-léptékben észlelhető legrégebbi, képlékeny deformációs elemek vizsgálata után (lásd a cikk I része 133/4. füzet) a kelet-bükkői mészkövek képlékeny alakváltozásra utaló mikroszerkezeti elemeit tanulmányoztuk. A célunk ezek jellemzése (ahol lehetséges, ott kvantitatív paraméterekkel) és az ezeket létrehozó alakváltozási mechanizmusok azonosítása volt. A vizsgálatok a finomszemcsés karbonátmátrix alaki és kristályszerkezeti irányítottságára, a mátrix szemcséinek morfológiájára, valamint a pretektonikus eredetű durvakristályos kalcihtalmazok deformációs bélyegeire irányultak.

Eredményeink alapján a szöveti irányítottság (alaki és kristályszerkezeti egyaránt) az azt létrehozó deformációs fázis során fellépett lokális alakváltozás módjától, a nyírófeszültség nagyságától, valamint a mészkő elsődleges szövetelemeinek méreteloszlásától függ.

Az észlelt jelenségek létrehozásához szükséges feszültség-hőmérséklet viszonyok alapján a Bükk keleti részén ez a fázis az alpi dinamotermális metamorfózis idejéhez köthető, amikor a kőzetek hőmérsékletete a legmagasabb értéket érte el (200–350 °C). A redukált feszültség értéke egyes nyírási zónákban meghaladhatta a 200 MPa-t, ahol a kőzetben dinamikus átkristályosodás és jelentős alakváltozás, milonitosodás lépett fel.

<sup>1</sup> Miskolci Egyetem, Földtan-Teleptani Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros, e-mail: foldnn@gold.uni-miskolc.hu

<sup>2</sup> Miskolci Egyetem, Ásvány-Kőzettani Tanszék, 3515 Miskolc-Egyetemváros, e-mail: askmf@gold.uni-miskolc.hu

## Bevezetés

A Bükk hegység közeteiben tapasztalható deformációs jelenségek vizsgálata során a kutatók inkább a térképeken ábrázolható szerkezetek azonosítására összpontosítottak, kevesebb figyelmet szenteltek a mikroszkópius léptékű jelenségeknek. Az erről szóló tanulmányokban a legkorábbi észlelhető, leginkább képlékeny alakváltozással járó fázist (a továbbiakban korai fázis) a kőzetanyag jelentős részében kimutatott (ÁRKAI 1973, 1983) metamorfózissal egyidejűnek tekintették (ÁRKAI 1973, 1983; CSONTOS 1999). Ugyanakkor nem zárható ki, hogy a leginkább képlékeny deformáció a metamorfózis csúcsa előtti esemény, vagy még inkább az utáni felülbélyegzés (LELKES-FELVÁRI et al. 1996), különösen olyan, képlékeny alakváltozásra hajlamos kőzet esetében, mint a mészkő.

Vizsgálatainkban a K-Bükk mészköveiben észlelhető deformációs mechanizmusok azonosítása és lehetséges környezeti feltételeinek lehatárolása volt a célunk. A vizsgált kőzettípusok kiválasztásának indokait és a feltárás-léptékű alakváltozási jelenségek kiindulásul szolgáló értelmezését a dolgozat I. részében ismertettük.

A cikkben többször előfordul néhány olyan fogalom, mely a magyar szakirodalomban ritkán használatos, több szóból álló szakkifejezés. A tömörebb fogalmazás és a jobb szakirodalmi azonosíthatóság érdekében ezeket az angol nyelvű cikkekben megszokott betűszavakkal helyettesítjük. A szöveti irányítottságnak két különböző formája volt a vizsgálatok célpontja, a kitüntetett alaki irányítottság (shape preferred orientation – SPO) és a kitüntetett kristálytani irányítottság (lattice preferred orientation – LPO). A mechanizmusok között említjük a szemcsehatár csúszást (grain boundary sliding – GBS), illetve ezt pontosítva a diffúzióval támogatott szemcsehatár csúszást (diffusion accommodated GBS – DAGBS).

A deformációt okozó feszültségek elsősorban a legkisebb és legnagyobb hatékony főfeszültségek különbségének nagyságától ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) függenek, nem a metamorfózis környezeti feltételei között általában megadott fluidumnyomástól. Ezt a terhelőfeszültséget Mohr-féle redukált feszültség néven (röviden redukált feszültség, az angol nyelvű szakirodalomban „differential stress”) említjük. A vizsgált metszeteknél jelentősége van a palássághoz, a rétegzés-palásság metszési vonalassághoz és az ezzel rendszerint párhuzamos megnyúlási vonalassághoz való viszonyoknak. A palássággal párhuzamos és arra merőleges metszeteket  $S_{||}$  és  $S_{\perp}$ , a vonalasság esetében  $L_{||}$  és  $L_{\perp}$  jelekkel jelöljük.

## Kutatástörténeti előzmények

*A K-Bükk metamorfózisával és karbonáttartalmú kőzeteinek szövetfejlődésével foglalkozó tanulmányok*

A K-bükki újpaleozoos-mezozoos összletek metamorf átalakulási történetét ÁRKAI (1973, 1983) foglalta össze. Vizsgálatai a metavulkanitok és agyagos metaszedimentek illit- és klorit- kristályossági fokának meghatározásán alapultak, amit az ásványegyüttes részletes tanulmányozása, valamint vitrintit-reflexiók vizsgálata kísértek. Az eredményeket összefoglalva megállapította (LELKES-

FELVÁRI et al. 1996), hogy a paleozoos és mezozoos metasedimentek, valamint a középső-triász metavulkanitok ásványtársulásai nem alkalmasak a metamorf fok pontos meghatározására. A nyomás-hőmérséklet értékek a metamorfózis csúcán 200–300 MPa és 200–300 °C közöttiek lehettek. A 2  $\mu\text{m}$ -nél kisebb illit-muszkovit frakció K/Ar vizsgálata alapján a metamorf esemény alpi korú idejét 120 Ma-ra becsülte. Az általa felső-triász korúnak nevezett metavulkanitok ásványegyüttese alapján az átalakulás ott elérte a pumpellyit–aktinolit–klorit zónát, a fluidumnyomás maximum 300 MPa-t ért el és a hőmérséklet maximuma 350 °C-ra tehető. Itt 80 millió éves kihűlési kort kaptak (DUNKL et al. 1994), melyet helyi felülbélyegzésként lehet értelmezni.

A sztratigráfiai vizsgálatoknál minden szerző utal a mészkövek erőteljes átkristályosodására, az ősmaradványok rossz megtartására (pl. az újabbak közül VELLEDTS 1999, 2000; PELIKÁN 1999), ami a szedimentológiai és biosztratigráfiai vizsgálatokat a hegység középső-keleti részén erősen korlátozza, vagy lehetetlenné teszi. Valószínűleg ezért is a kőzetszövet jellemzésére általában a Dunham-rendszert alkalmazták, elkülönítve a mátrix alapú (mudstone, wackestone) és a szemcsevázú (packstone, grainstone) mészköveket.

A mészkövek átalakulásának minősítésére a Conodonta színindex (CAI) meghatározásával, illetve a kőzetszövet egyes paramétereinek jellemzésével (szöveti irányítottság, átkristályosodás) történtek vizsgálatok észak-magyarországi karbonátos összletekben (KOVÁCS 1986; KOVÁCS & ÁRKAI 1989). A Conodonták színindexe az anchimetamorf zónában magasabb [5–6(–7)], mint a diagenetikusan tartományban (1–5). A metamorf zónákban a Conodonták emellett átkristályosodottak és deformáltak. A deformáció által előidézett szöveti elváltozások 3 stádiumát különítették el az észak-magyarországi paleozoos–triász mészkövekben:

- A-típusú: eredeti üledékes szövet jellemzi, amelyet esetleg az aggradációs neomorfozisz (pl. BATHURST 1971; BALOGH 1991) módosíthat, irányítottság nem jellemző rá. A diagenetikus zónát kizárólag ez a típus képviseli.

- B-típus: az elsődleges szövetelemek még felismerhetők, de azok a foliáció síkjában ellapultak. A mátrixban gyenge foliáció és irányítottság látszik.

- C-típus: Az elsődleges szövetelemek – a nagyobb méretű, eredetileg egykristályokból álló Echinodermata-töredékek kivételével – már nem ismerhetők fel, homogén, irányított pátit szövet alakul ki (metapátit). A B és C szövet típus együttes megjelenése az anchimetamorf zónának felel meg.

A kelet-bükk-i mészkövekben a nagyméretű ( $d > 80\text{--}100 \mu\text{m}$ ) kalcitkristályok nyomási ikreiről az ikertagok vastagsága alapján MADAI (1995) szerint megállapítható, hogy e kristályokban nyomási ikresedés több deformációs fázisban is történt. A legidősebb fennmaradt ikrek keletkezésük után erősen deformálódtak, átkristályosodtak. Az ikertagok vastagsága (4–7  $\mu\text{m}$ ) alapján ezek az ikrek 200 °C feletti hőmérsékleten alakultak ki. A foliációhoz (főpalássághoz) viszonyított helyzetük alapján annak kifejlődésével egykorúak, vagy idősebbek. A későbbi deformációs fázisokban a főpalásságot okozó korai fázis után képződött repedéskitöltő kalcitszemcséiben már csak vékony (1–2  $\mu\text{m}$ ) ikrek voltak megfigyelhetők, melyek 200 °C alatti hőmérsékleten keletkeztek.

A hegység szerkezetfejlődésének legfrissebb átfogó modelljét CSONTOS (1999) készítette el. A hegységben általánosan tapasztalt „főpalásság” képződését a

metamorfózis csúcspontjára (120 MA) tekintette. Véleménye szerint ezelőtt a rétegzéssel párhuzamosan már kialakult egy palásság, melynek megjelenését radiolaritban vékonycsiszolatban is megfigyelte. E két palásság metszésének tekint a szintén általánosan megjelenő metszési vonalasságot, mely a főpalássággal egyidejűleg redők tengelyével párhuzamos. A főpalásságot követő deformációs fázis(ok) redői megfigyelései szerint a metamorfózis „lecsengő ágában” képződtek a meglévő palásságot megőrizve és meggyűrve.

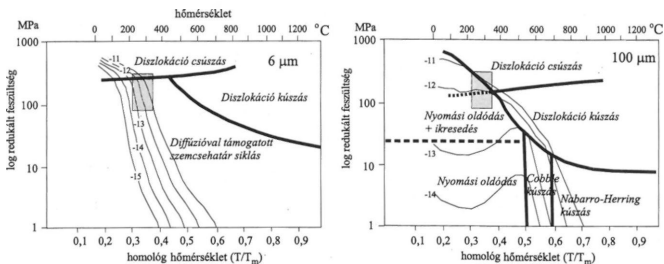
#### *Kőzetmechanikai és mikrotektonikai vizsgálatok*

A kelet-bükki kőzetek képlékeny deformációjához kapcsolódó szövetvizsgálatok ismertetése előtt röviden összefoglaljuk a kőzetdeformációs kísérletek eredményeiből leszűrhető megállapításokat és a karbonátos metamorfitek vizsgálatáról beszámoló külföldi példákat.

A karbonátkőzeteken végzett deformációs kísérletek hosszú múltra tekintenek vissza, ilyeneket az 1950-es évek óta (pl. TURNER et al. 1954) végeznek. A kísérleteknél leggyakrabban használt két kőzet a finomszemcsés ( $d \sim 6 \mu\text{m}$ ) solnhofeni mészkő és a  $d \sim 100\text{--}150 \mu\text{m}$  szemcseméretű carrarai márvány. A témával foglalkozó cikkek folyamában meghatározó SCHMID et al. (1977) tanulmánya a solnhofeni mészkőről és RUTTER (1974) munkája a carrarai márványról, melyekben megadták a kőzetek viselkedését leíró anyagegyenleteket, leírták a deformáció hatására kialakult szövet jellemzőket. Az utóbbi évek jelentős változását e vizsgálatokban egyrészt a kísérleti berendezések fejlődése, másrészt új vizsgálati technikák megjelenése jelzi. A triziós deformációs berendezéssel a korábbiaknál lényegesen nagyobb nyírási alakváltozást lehet mesterségesen előállítani (a korábbi  $\gamma < 3$  helyett  $\gamma = 20$ -ig), ami merőben új eredményeket hozott e két kőzet vizsgálatánál is (CASEY et al. 1998; PIERI et al. 2001). A vizsgálati technika fejlődése leginkább a kitért kristálytani irányítottság (LPO) jellemzésében nyitott új távlatokat, ahol a pólusábrakon túl a kőzetet alkotó szemcsék egyedi irányítottsága határozható meg a teljes látómezőre [orientáció-eloszlási ábrák (orientation distribution figures – ODF), visszaszórt elektrondiffrakciós diagramok (electron backscattered diffraction diagrams – EBSD)].

A deformáció eredményét – a kialakult szövet egyes jellemzőit – az határozza meg, hogy adott állapototározók (hőmérséklet, redukált feszültség, alakváltozási sebesség, szemcseméret) mellett milyen alakváltozási mechanizmusok érvényesültek. A kísérleti úton meghatározott állapototározókra építve ún. „alakváltozási mechanizmus térképeket” lehet készíteni, melyek azt mutatják, hogy adott állapototározó-értékek esetén melyik mechanizmus domináns. Ez ugyanakkor nem jelenti azt, hogy más mechanizmusok nem léphettek fel ezzel párhuzamosan. E térképeket többnyire adott szemcseméretű halmazra készítik el, ahol az egyes domináns mechanizmusok területét a hőmérséklet és a redukált feszültség logaritmusának függvényében ábrázolják.

Az 1. ábra a kalcit alakváltozási mechanizmus térképét mutatja  $6 \mu\text{m}$  (solnhofeni mészkő) és  $100 \mu\text{m}$  (carrarai márvány) szemcseméret esetére, melyen a földtani körülmények között reális alakváltozási sebességek izovonalai is fel vannak tüntetve ( $10^{-11}\text{--}10^{-15} \text{ s}^{-1}$ ).



1. ábra. Kalcit deformációs mechanizmus térképek 6 μm és 100 μm szemcseméretre SCHMID et al. (1977), RUTTER (1974), EVANS et al. (2003) után. A besötétített terület az esetünkben valószínűsíthető redukált feszültség- és hőmérséklet értékeket jelzi

Fig. 1 Deformation mechanism maps for calcite aggregates of 6 μm and 100 μm grainsize after SCHMID et al. (1977), RUTTER (1974), EVANS et al. (2003). The shaded area represents the deformation conditions for the rocks of this study

A két diagramot összehasonlítva látszik, hogy a diszlokációs átrendeződéssel járó mechanizmusok a finomszemcsés halmazban lényegesen nagyobb redukált feszültség mellett jellemzők, mint a durvaszemcsés halmazban. 6 μm-es szemcseméretnél, 200–350 °C között a határ 250–280 MPa, míg 100 μm esetén 150 MPa körül húzódik. E redukáltfeszültség-értékek felett, 400 °C alatti hőmérsékleten kalcitban a diszlokációk menti átrendeződés az  $r\{104\} <201> \pm$  és  $f\{012\} <021> \pm$  menti translációval történik (pl. DE BESSER & SPIERS 1997). Ahol a diszlokációk kioltják egymást, a kristályok szubszemcsékre esnek szét, majd a szubszemcsékből önállóvá vált, feszültségmentes szemcsék képződnek szemcsehatár-vándorlással, illetve szubszemcse-forgással (dinamikus átkristályosodás).

E redukáltfeszültség-értékek alatt a finomszemcsés kalcithalmaz domináns szemcséközi diffúziós átrendeződéssel (nyomási oldódás) deformálódik, ha a szemcsezegélyek mentén folyadékfilm van jelen, mint diffúziós közeg. A szemcsék ennek hatására lapultak lesznek, a kisebb szemcséket a nagyobbak fokozatosan felemészítik, a szemcsék egyenetlen, kompromisszumos határok mentén illeszkednek. E mechanizmus gyakorlatilag megegyezik az aggradációs neomorfozissal (BATHURST 1971). Nagy alakváltozási sebességnél, magas homológ hőmérsékleten ( $T/T_m > 0,5$ ) e mechanizmus a diffúzióval támogatott szemcsehatár-csúszással (DAGBS) egészül ki (pl. EVANS et al. 2003). Ekkor a szemcsék egymáson csúsznak el, míg a szemcsék anyaga a szemcsehatárokhöz közel diffúzióval rendeződik át. A folyamat eredményeként jelentős alakváltozás (akár többszáz %-os megnyúlás) valósulhat meg, anélkül, hogy a szövetben szemcsealaki irányítottság jelentkezne, vagy a szemcsék ellapulnának. E folyamatot SCHMID et al. (1977) a fémszerkezetek példájára szuperképlékeny kúszásként írták le.

A durvaszemcsés kalcithalmazban – mely eredetileg lehetett póruskítóltó kristályos cement, deformáció előtti repedésítóltó cement stb. – a szemcséközi nyomási oldódás mellett már alacsony, 20–30 MPa feletti nyírófeszültségűnél

jelentkezik a szemcsék nyomási ikresedése. A diszlokációs mechanizmusok mezejében (1. ábra) a durvaszemű kristályokban szubszemcsék keletkeznek, melyek dinamikus átkristályosodással (szubszemcseforgás, szemcsehatár-vándorlás) enyhe szemcsealaki irányítotttsággal rendelkező, aprószemű halmaz-za alakulnak.

A dinamikus átkristályosodás egyik fontos ismérve, hogy az átkristályosodott szemcsehalmaz kitüntetett kristálytani orientációval (LPO) rendelkezik: a szemcsék többségében a kristálytani tengelyek azonos irányba rendeződnek. A karbonátközetek LPO-ja két elvi szövettípus közötti folytonos átmenetet mutató sorba sorolható be (LEISS & ULLEMEYER 1999, p. 265). Az egyik szélső tag az ún. c tengely szerint rendezett („c-axis fibre type”) szövet, melyben a kristálytani c-tengelyek a normál pólusábrán egy maximumot mutatnak, az a-tengelyek az erre merőleges nagykörön, a többi kristálysík normálisa egy-egy kiskörön ad maximumot. A másik szélső tag, az a tengely szerint rendezett („a-axis fibre type”) esetén az egyik a-tengely ad maximumot, a c-tengelyek a nagykörön, más síkok vetületei egy-egy kiskörön dúsulnak. Természetes úton deformálódott mészkövek esetében leggyakrabban az a tengely szerint rendezetthez közeli LPO alakul ki. Tiszta nyírás dominanciája esetén a c-tengelyek maximuma a foliáció síkjára merőleges, az egyszerű nyírás szerepének növekedtével a maximum ettől akár 30°-kal is elfordulhat (LEISS & ULLEMEYER 1999).

A kísérleti eredmények interpretálására több metamorf karbonátos összetben tették kísérletet, ezek közül legrészletesebben a Svájci Alpok Helvét zónáját tanulmányozták (pl. PFIFFNER 1982; GROSHONG et al. 1984; BURKHARD 1993; BADERTSCHER & BURKHARD 2003;). A vizsgálatok zömmel az átkristályosodott karbonátanyag szövetfejlődési jellemzőire, másrészt a nagyméretű szemcsék ikresedésére irányultak.

### Optikai mikroszkópos vizsgálatok és mintavételezés

Mikroszerkezeti vizsgálataink alapvetően vékonycsiszolatokon alapultak többféle kvantitatív képelemzési módszer alkalmazásával. Ezek során kétféle szövetalkotóra koncentráltunk:

- a kalcitmátrix, ahová a  $d \sim 30 \mu\text{m}$ -nél kisebb szemcseméretű, általában alaki anizometriával rendelkező szemcsékből álló, többé-kevésbé irányított szövetű halmazokat soroltuk,
- a nagyméretű ( $d > 80\text{--}150 \mu\text{m}$ ), pretektonikus eredetű kalcitszemcsék intrakristallin szövetelemei, illetve e szemcsék környezetében kialakult aprószemű kalcithalmazok.

A mátrix esetében vizuálisan és képelemző módszerrel is meghatároztuk az átlagos szemcseméretet és a szemcsealaki kitüntetett irányítotttságot (SPO), figyelembe véve a szemcsék lapultságát és a szemcse hossztengelek irányának eloszlását. E két paraméter a szövet irányítotttságának két, egymástól eltérő jellemzőjét adja, ezért a mátrix szöveti irányítotttságát egy harmadik paraméterrel (irányítotttsági index - g) is jellemeztük, mely mindkét szempontot figyelembe veszi (a módszer rövid ismertetését a Függelékben közöljük). Ezen felül nagy



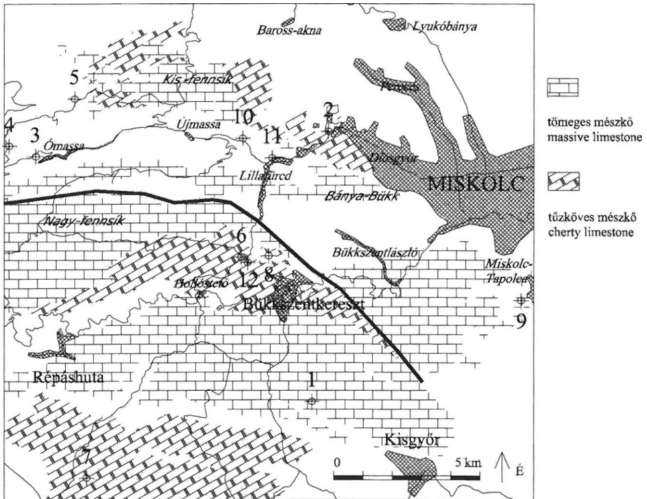
nagyításnál (600–1200×), a csiszolatok ultravékony részletein vizsgáltuk a szemcsehatárok morfológiáját.

A vizsgált mintákról általában egymásra merőlegesen 3 csiszolat készült:

- a makroszkóposan megfigyelhető palássággal párhuzamos felületről (S||),
- a palásságra merőleges és a makroszkóposan megfigyelhető (megnyúlási, és/vagy metszési) vonalasságra (lineációra) merőleges (továbbiakban S<sub>L</sub>L) felületről,
- a palásságra merőleges, lineációval párhuzamos (S<sub>L</sub>L||) felületről.

A palásság síkját általában könnyű volt meghatározni, a lineációt esetenként nehéz, így ennek megállapítását szubjektivitás is terheli.

A minták kiválasztását a feltárás-léptékű szerkezeti bélyegek értelmezése előzte meg (lásd a cikk I. részét). Igyekeztünk rétegtani környezet, kőzettípus és redőbeli helyzet szerint minél többféle mintát megvizsgálni (2. ábra). Redőbeli helyzet alatt itt az alacsonyabb rendű (többször 100 m-es hullámhosszú) redők szárnyait, illetve forgózónáit értjük. Ezt csak olyan rétegsorokban lehetett meghatározni, ahol a mészkő eltérő rétegekkel, vagy lencsékkel váltakozva fordul



2. ábra. A Bükk keleti része a Nagy-fennsík északi peremén húzódó, majd a Bükk-szentkereszt-törésben folytatódó szerkezeti határ, valamint a két fontosabb középső–felső-triász mészkőfajta elterjedési területének feltüntetésével. A szürke vonalak a főbb utakat, a számozott pontok a cikkben említett mintavételi helyeket jelölik

Fig. 2 The eastern part of the Bükk Mts. with the structural boundary on the northern edge of the Bükk Plateau and continued in the Bükk-szentkereszt Fault and with the distribution area of the two main Middle–Upper Triassic kinds of limestone. Grey lines indicate the major roads, numbered points the sampling sites mentioned in this paper

I. táblázat. A kvantitatív szövetszövetvizsgálatra kijelölt metszetek jellemzése és a vizsgált csökkenő sor-  
 Table I. Description of the examined samples and summary of their textural parameters.

mintaszám	minta lelhelye	a mátrix anyaga
1101 lp	Ablakoskövölgyi F., Lencsés-forrás alatt a műút mentén	Mikrokristályos mészkő
832 lp	Vesszősi F., Vessz ő-s-völgyi feltáró út alsó szakasza	Préselt mikrokristályos mészkő
1139 lp	Ablakoskövölgyi F., A Hámori tó oldalán, a m út mentén,	Mikrokristályos mészkő
533 lm	Bükkfennsiki mészkő F., Nagy-Som-hegy oldala	Mikrokristályos mészkő
102 lp	Bükkfennsiki Mészkő F., Teber-tető	Erősen préselt, palás, mikrokristályos mészkő
108 lp	Vesszősi F., a Vessz ősi feltáró úton a kanyarhoz közel	Mikrokristályos mészkő
364 lp	Felsőtárkányi Mészkő F., Oroszkút-völgy	Mikrokristályos mészkő
1058 lm	Vesszősi F., Vessz ő-s-völgyi feltáró út alsó szakasza	Lemez, mikrokristályos mészkő gyaglemekkel
992 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesvíz Ny-i oldal, feltárót mentén	Préselt, mikrokristályos mészkő
937 lm	Ablakoskövölgyi F., A Lencsés oldalán a Hámori tó felső vége felett	Milonitos mikrokristályos mészkő
1101 lm	Ablakoskövölgyi F., Lencsés-forrás alatt a műút mentén	Mikrokristályos mészkő
951 lm	Ablakoskövölgyi F., a Lencsés oldalán a Hámori tó felső vége felett	Erősen préselt mikrokristályos mészkő
976 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesvíz K-i oldal, feltárót mentén	Mikrokristályos mészkő
1238 lm	Vesszősi F., Vaskapu, Fényes-tetőtől 450m NyDny	Milonitos mikrokristályos mészkő
101 kavics	Bükkfennsiki Mészkő F., Galuznya-tető széle	Mészöbrecsa középszemcsés szövetű Mészökavicsokkal
991 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesvíz Ny-i oldal, feltárót mentén	Mikrokristályos mészkő
1100 lm	Ablakoskövölgyi F., Lencsés-forrás alatt a műút mentén	Mikrokristályos préselt mészkő
977 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesvíz K-i oldal, feltárót mentén	Mikrokristályos mészkő
1005 lm	Ablakoskövölgyi F., Omassa előtt a műút mentén	Mikrokristályos mészkő
105 lp	Felsőtárkányi Mészkő F., Nagy-dél oldalában erdészeti út kezdete a műútról nyílóan	Mikrokristályos tüzköves mészkő
1175 lm	Ablakoskövölgyi F., Lillafüred, az alsó alagúttól lejjebb a műút mentén	Dolomitos mészkő
1139 lm	Ablakoskövölgyi F., A Hámori tó oldalán, a m út mentén	Mikrokristályos mészkő
105 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Nagy-dél oldalában erdészeti út kezdete a műútról nyílóan	Mikrokristályos tüzköves mészkő
592 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Kőlyuk-galya és Teber-tető között	Mikrokristályos mészkő
101 kavics	Bükkfennsiki Mészkő F., Galuznya-tető széle	Mészöbrecsa középszemcsés szövetű mészkökavicsokkal
996 lm	Ablakoskövölgyi F., Alsó Sebesvíz Ny-i oldal, feltárót mentén	Mikrokristályos, milonitos mészkő
452 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Messzelátó-hegy gerincén	Mikrokristályos mészkő
488 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Bükkzentkeresztől DK-re, Lőrinc-hegy oldalán	Mikrokristályos tüzköves mészkő
110 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Csanyik vő lgybe vezető műút mentén	Igen finomszemű tüzköves mészkő
364 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., Oroszkút-völgy	Mikrokristályos tüzköves mészkő
593 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Kőlyuk-galya és Teber-tető között	Mikrokristályos mészkő
106 lm	Fehérői Mészkő F., Lillafüredi felső alagútnál	Középszemcsés kristályos mészkő
114 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Kisgyőri kőfejtő	Mikrokristályos, milonitos mészkő
568 lm	Bükkfennsiki Mészkő F., Messzelátó-hegy Ny-i oldala	Középszemcsés kristályos mészkő
101 mx	Bükkfennsiki Mészkő F., Galuznya-tető széle	Mészöbrecsa középszemcsés szövetű mészkökavicsokkal
109 lm	Nagyvisnyói Mészkő F., Pisztrángosnál a műút mellett	Középszemcsés kristályos mészkő
452 pp	Bükkfennsiki Mészkő F., Messzelátó-hegy gerincén	Mikrokristályos mészkő
395 lm	Felsőtárkányi Mészkő F., erdészeti út a Száraz-Szinva oldalán	Mikrokristályos tüzköves mészkő

szöveti paraméterek összesítése. A minták az irányítottsági index (g) szerinti  
rendben szerepelnek

Samples are listed in descending order according to their orientation index (g).

a metszet pozíciója	vizuális irányítottság	szemcseméret ( $\mu\text{m}$ )	lapltság	irányítottsági index (g)	hiba (%)	rózsadiagram	szemcsenhatár egyenetlenség
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	14,15	2,60	0,804	0,72	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	igen erős	18,94	2,45	0,801	0,87	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	19,87	2,33	0,797	0,01	két irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	16,74	1,87	0,770	0,94	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	19,93	1,97	0,762	6,95	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	igen erős	14,66	2,31	0,759	3,43	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	12,00	2,30	0,756	1,13	egy irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	16,25	1,85	0,746	3,11	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	12,77	1,73	0,739	3,84	több irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	21,47	2,21	0,739	6,00	két irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	14,67	2,08	0,739	1,40	egy irány	kisimult
$S_{L_{45^\circ}}$ Metszet	erős	18,89	2,03	0,736	1,30	több irány	erősen kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	10,53	1,69	0,729	4,00	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	7,52	1,88	0,710	2,35	több irány	egyenetlen
Közeliítőleg $S_{L_{II}}$ metszet	erős	21,12	1,82	708	0,83	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	14,79	2,12	0,705	5,03	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	12,06	2,01	0,701	1,60	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	8,66	1,75	0,697	6,16	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	5,68	2,04	0,694	2,76	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	13,78	1,91	0,691	3,59	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	9,17	1,92	0,683	0,06	több irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	19,19	2,07	0,681	4,92	több irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	15,44	1,84	0,679	1,00	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	11,14	1,64	0,664	0,48	két irány	enyhén kisimult
Közeliítőleg $S_{L_{II}}$ metszet	erős	21,15	1,82	0,636	1,44	két irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	13,28	1,60	0,626	2,02	több irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	16,31	1,77	0,618	0,11	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	10,57	1,79	0,618	2,76	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	7,74	1,71	0,600	7,61	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	14,70	1,96	0,564	0,02	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	13,91	1,61	0,560	1,57	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	erős	37,94	1,65	0,533	0,31	egy irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	10,99	1,61	0,506	6,14	egy irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	10,44	1,56	0,487	5,70	több irány	egyenetlen
? (broccsa mátrix)	gyenge	14,15	1,41	0,461	2,66	több irány	egyenetlen
$S_{L_{II}}$ metszet	közepes	34,21	1,72	0,456	16,78	két irány	kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	igen gyenge	16,31	1,37	0,436	0,89	két irány	enyhén kisimult
$S_{L_{II}}$ metszet	gyenge	12,73	1,54	0,353	2,33	két irány	enyhén kisimult

elő, ilyenek a tűzköves és az agyagpalával váltakozó mészkövek. E helyzet azért tűnt lényegesnek számunkra, mert a szárnyakon makroszkóposan jóval intenzívebb palásság volt észlelhető, mint a forgókban.

Részletes kvantitatív vizsgálatot mintegy 40 mintán végeztünk, ezen felül vizuálisan közel 120 csiszolatban vizsgáltuk e paramétereket. A kvantitatív mérési eredményeket az I. táblázat foglalja össze. Az értékek mintánként 300–900 db szemcse paramétereinek feldolgozásából származnak.

A kvantitatív mérésre került mintákat (I. táblázat) több szempont alapján válogattuk ki, többségük a főpalásság által érintett mészkőminták, ez alól kivételt csak egy tektonikus breccsa mátrixanyaga képez (101. sz. minta), mely már a főpalásság után keletkezett. Ezt az bizonyítja, hogy a minta irányított szövetű, de nem irányítottan elhelyezkedő mészkőkavicsokat tartalmaz, míg a breccsa kötőanyaga nem látszott palásnak. Kvantitatív vizsgálatot több esetben végeztünk egy-egy minta két, egymásra merőleges metszetén. Mivel a S $\parallel$  metszetek szinte izometrikus szövetűek, igen enyhe szöveti irányítottságuk pedig változékony, ezért ilyen metszeten (452. sz. minta) csak egy mérést végeztünk. A többi esetben mindkét metszetet a palásságra merőleges, többségük S $\perp$ L $\perp$  metszet, így a szöveti paraméterek változása a különböző minták között e metszeteken vehető jól össze. A redőforgóból származó mintáknál ilyen síkokat nem lehetett kijelölni, így itt a vizsgálatok három, egymásra merőleges metszeten készültek, melyek közül a bemutatott 383. sz. mintán az egyik egy stilolit-felülettel volt párhuzamos.

#### *A mikrokristályos mátrix alaki irányítottságának (SPO) vizsgálata*

A irányított szövetű minták esetében mikroszkóp alatt általánosan megfigyelhető volt, hogy a legerősebb SPO a S $\perp$ L $\parallel$  metszeten jelentkezett. Ennél enyhébb, de szintén határozott SPO-t mutatott a S $\perp$ L $\perp$  metszet. A S $\parallel$  metszeten igen enyhe, nehezen jellemezhető és változékony SPO észlelhető, mely a S $\perp$ L $\parallel$  és S $\perp$ L $\perp$  metszeten a palássággal párhuzamos irányú megnyúlások különbözőségéből adódik.

A képelemzéssel végzett mérések alapján a szemcsék lapultsági értéke (a szemcsemetszettel ekvivalens ellipszis nagy- és kistengelyének aránya, l. Függelék) a vizsgált metszeteknél 1,45 és 2,6 között változott. Az erősen irányítottnak látszó metszetek lapultsági átlaga 2,2 felett volt (2,2–2,6), itt nagyobb az erősen megnyúlt (1:3–1:4) szemcsék aránya. Ugyanakkor az 1:4-nél jobban megnyúlt szemcsék itt is csak 1–2%-os gyakorisággal fordultak elő. A vizuálisan erősen irányított mintáknál a lapultság mindkét metszeten jelentős, a S $\perp$ L $\parallel$  metszeten nagyobb, és markáns különbség mérhető a két metszet lapultsági értékei között: például az 1139-es mintán (l. I. táblázat: S $\perp$ L $\perp$  metszet: 2,07; S $\perp$ L $\parallel$  metszet: 2,33), vagy az 1101-es mintán (S $\perp$ L $\perp$  metszet: 2,08; S $\perp$ L $\parallel$  metszet: 2,60). E minták a korai fázis idején nagyléptékű redőszárnyak erősen szétnyírt, forgózónától távoli részén voltak. A redőforgóhoz közelebbi pozícióban a lapultsági értékek kisebbek (2 körüliek), és a két metszet (S $\perp$ L $\perp$ ; S $\perp$ L $\parallel$ ) közötti különbség is enyhébb (pl. 105. sz. minta). A forgózónából származó minták (pl. 383. sz. minta) esetében a szemcsék lapultsága gyenge, az egymásra merőleges metszeteken a lapultság különbsége csekély és esetlegesen változó.

Az irányítottsági index ( $g$ ) esetében (I. Függelék, I. táblázat) az erősen irányított metszetek többnyire 0,7 feletti  $g$  értéket, a vizuálisan gyengén irányított, illetve irányítatlan metszetek pedig 0,6 alatti értékeket kaptak. A  $g$  értékek erősen függenek a szemcse lapultsági értékektől (3. ábra), és csak jóval kevésbé a szemcsék hossz tengelyének irány eloszlásától. 1,4 alatti lapultságot egy mintánál sem mértünk, ami hozzájárul ahhoz, hogy a gyengén irányított, vagy irányítatlan mészkövek  $g$  értéke is aránylag magas, 0,3 feletti.

A metszet pozíciója és az irányítottsági index között jó összefüggést kaptunk. A főpalássággal érintett minták  $S_{\perp L}$  metszetei magas ( $g > 0,7$  fölötti) értékeket kaptak. Ugyanezen minták (pl. 1101, 1139, 105, 364)  $S_{\perp L_{\perp}}$  metszetei rendre kisebb irányítottságot adtak, és a különbség általában jelentős (I. táblázat).

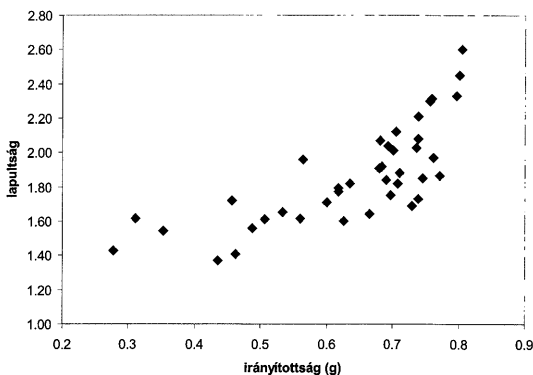
A szemcseméret és a SPO közötti összefüggés csak akkor vált értelmezhetővé, amikor figyelembe vettük a minták litológiai jellegét is. A  $S_{\perp L_{\perp}}$  metszeteken mért értékeket a 4. ábra szemlélteti. Az ábra szerint egy litológiai típuson belül a szemcseméret növekedésével a  $d \sim 25 \mu\text{m}$ -nél kisebb szemcsésű mátrixban nő az irányítottság mértéke. Az agyagrétegekkel váltakozó mészköveknél (Ablaskővölgyi F, Vesszősi F) az irányítottsági értékek általánosan magasak, és csak kevésbé függenek a szemcsemérettől. A tiszta és tűzköves mészköveknél (Bükk-fennsíki Mészki F, Felsőtárkányi F) ellenben meredekebb trend mutatkozik. Ez magyarázható azzal, hogy a mátrix döntően mikrites alapanyag nyomási oldódásával és kristálynövekedéssel alakult ki, a folyamat előrehaladtával a szemcseméret és a SPO egyaránt növekszik. Az agyaggal közberétegzett mészköveknél az apró szemcseméretű halmazok magasabb irányítottságának oka lehet, hogy az agyagásványok átalakulása során felszabaduló víz elősegítette a diffúziót.

A vizsgált minták körébe kerültek olyanok is, melyeknek a mátrix szemcsemérete durvább ( $>25\text{--}30 \mu\text{m}$ ). E halmazok megjelenésükben is különböznek a finomszemcsés mátrixtól: markáns, éles szemcsehatárok, izometrikusabb kristályok mutatkoznak. E durvaszemcsés mátrixban a mért SPO értékek határozottan gyengéek, ahogy azt a 4. ábra is mutatja. E szövet képződési körülményeit a következő két fejezetben taglaltak után értelmezzük.

### A mátrix szemcséinek morfológiai vizsgálata

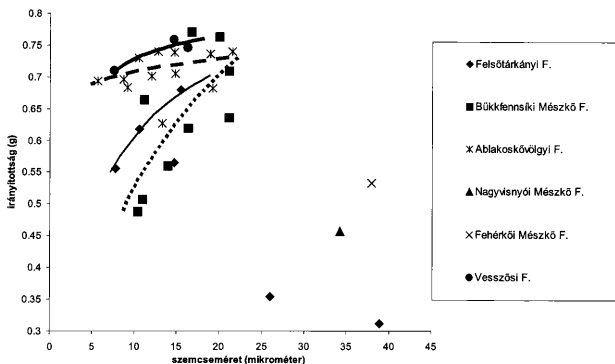
A korai deformációs fázis során megjelent alakváltozási mechanizmusok felderítéséhez fontos támpontot adott a szemcsehatárok morfológiájának részletes vizsgálata. Ezt polarizációs mikroszkóppal, közel ultravékony metszeten ( $5\text{--}10 \mu\text{m}$  vastagság), a csiszolatok kivékonyodott szegély-zónáiban a lehető legnagyobb nagyítással ( $600\text{--}1200\times$ ), illetve néhány esetben elektronmikroszkóppal végeztük.

A vizsgált bükki mészkövek mátrixában minden litosztratifráiai egységben találtunk olyan mintákat, ahol a szemcsék többé-kevésbé sík lapokkal illeszkednek egymáshoz (I. tábla 4. fotó), és olyanokat is, ahol a szemcsék egyenetlenek, hullámos szegélyűek voltak (I. tábla 5. fotó). Az esetek egy részében nem lehetett egyértelműen eldönteni, hogy a mátrixot a sík, vagy hullámos határfelületek dominanciája jellemzi-e. Sajnos így az utóbbi esetekben az észlelések jelentős



3. ábra. Az irányítotttsági index és a lapultsági értékek kapcsolata

Fig. 3 The relationship between grain flattening and index of grain shape preferred orientation (SPO)



4. ábra. Az irányítotttsági index és a szemcseméret összefüggése a S<sub>L</sub>L<sub>L</sub> mintákban

Fig. 4 The relationship between grain size and index of SPO on sections normal to foliation and lineation

szubjektivitással terheltek. A szemcsehatárok morfológiája nem kötődik sem a litológiai összetételhez, sem a sztratigráfiai pozícióhoz. Megfigyeléseink alapján a szemcsehatárok morfológiáját a korai fázis során az adott szemcsehalmazban fellépő alakváltozási mechanizmusok határozták meg, melyek fellépése az akkori redukált feszültség nagyságától függ. E hipotézist a következő megfigyelésekkel igazoljuk:

– A szemcsehalmazban jelentkező SPO párhuzamos a szabad szemmel látható palásssággal, de a rétegzéssel nem.

– A későbbi deformációs fázisok szemcseméretszinten már nem okoztak képlékeny deformációt, legfeljebb néhány cm hosszúságú nyírószalagok menti krenulációs palássság alakult ki. Így a későbbi deformációs fázisok a szemcsealakot, szemcsemorfológiát már nem befolyásolták. Ez alól néhány kivételt találtunk a „Bükkszentkereszti törés” mentén, ahol a főpalássság utáni deformációs fázis is okozott enyhe képlékeny alakváltozást a mészkőben (II. tábla 2. fotó, II. tábla 5. fotó), bár ez itt is csak szubmilliméteres zónákat érintett hajszálrepedések mentén.

– Az alacsony rendű redők korai fázis által gyengén érintett forgózónáiban az irányítatlan szövétű karbonátmátrixban mindig egyenetlen szemcsehatárokat találtunk (I. tábla 1. fotó).

– A redőszárnyból származó  $S_{\perp}L_{\perp}$  metszeteket összevetve a szemcsemorfológia, a szemcseméret és a SPO között kapcsolat mutatható ki:  $d \sim 10 \mu\text{m}$  alatt a szemcsehatárok egyenetlenek,  $d \sim 15 \mu\text{m}$  felett viszont általában a kisimult poligonális szemcsehatár jellemzi az erős SPO-jú halmazokat. A  $d \sim 25\text{--}30 \mu\text{m}$  feletti szemcseméretű halmazokban a szemcsehatárok többsége poligonális, az SPO igen alacsony.

– Az igen erősen deformált, milonitos szövétű mintákban a  $d \sim 15\text{--}20 \mu\text{m}$  szemcseméretű mátrixot hullámos szemcsehatár és mérsékelt SPO jellemzi.

– Mivel az egyes mechanizmusok feszültség–hőmérséklet tartománya is erősen szemcseméret-függő (l. 1. ábra), az eltérő szemcsemorfológiát más-más mechanizmusok fellépése, illetve dominanciája okozhatta. Egymással párhuzamosan több mechanizmus is felléphetett, különösen olyan redukáltfeszültség-értékeknél, melyek két mechanizmus dominanciájának határára esnek.

A szemcsehatárok lefutásának jellege néhány mm-en belül akár többször is változik. Több vizsgált mintában lokálisan 1–2 mm vastag sávokban, lencsékben megfigyelhetők teljesen sík lapokkal határolt szemcsék, melyek poligonális halmazokat alkotnak. E lencsékben a kalcithalmaz SPO-ja jelentősen lecsökken, és szemcsemérete ( $d \sim 30\text{--}50 \mu\text{m}$ ) 2–3-szor nagyobb az általánosan előforduló mátrixénál (I. tábla 2. fotó).

Ez például remekül megfigyelhető a Fehérkői Mészkő felső szintjéből származó minták esetében, melyek makroszkóposan is intenzív sávözottséget mutatnak. A palásssági felülettel párhuzamosan 2–3 mm vastag sárgásszürke, jól kristályosodott ( $d = 20\text{--}30 \mu\text{m}$ ) mikrorétegek váltakoznak 1–8 mm vastagságú sötétebb szürke, mikrokrisztályos ( $d = 10\text{--}15 \mu\text{m}$ ) sávokkal. A finomabb szemű sávok szemcséi erős alaki anizometriával (2 körüli lapultság) és határozott, erős SPO-val rendelkeznek, a szemcsehatárok hullámosak. E sávok a platform mészkő eredetileg mikrites sávjai lehettek. Ezek gyakran folyamatos átmenettel érintkeznek a durvább szemcsézettségű zónákkal, melyekben a  $d \sim 20\text{--}30 \mu\text{m}$ -es kalcitkristályok zömében sík felületekkel érintkeznek egymással, poligonális halmazokat alkotva. E szemcsék gyakran zárnak közre szabálytalan alakú, ikresedett,  $d \sim 50 \mu\text{m}$ -nél nagyobb kalcitkristályokat. Az SPO, a szemcsék lapultsága e sávokban határozottan gyengébb. A Fehérkői Mészkő lillafüredi szelvényében a középső szintben a kőzet homogénebb, a mikrokrisztályos sávok eltűnnek, a poligonális, enyhén irányított,  $d \sim 20\text{--}30 \mu\text{m}$ -es, durvábszemcsés halmaz marad fenn.

A kisimult szemcsehatár és lecsökkent SPO általában olyan finomkristályos, deformált mészkövekre jellemző, melyek alakváltozásában a DAGBS jelentős szerepet kap (SCHMID et al. 1977; PFIFFNER 1982; BADERTSCHER & BURKHARD 2001). Ez esetünkben sem zárható ki, viszont ennek ellentmond az, hogy ilyen tulajdonságot a durvábbszemcsés ( $d > 20\text{--}30\ \mu\text{m}$ ) mátrixban figyeltünk meg.

Az hullámos szemcsehatár egyaránt jellemző lehet az aggradációs neomorfó-zissal és a dinamikus átkristályosodással deformált mészkövekre. A finomszemcsés, hullámos szemcsehatárú halmazok valószínűleg diffúziós átrendeződéssel deformálódtak, ahol nem lépett fel DAGBS. Ugyanakkor az erősen deformált, nagyméretű kristályok szétnyírt fragmentumait magába foglaló, milonitos szövétű minták mátrixa már dinamikus átkristályosodással alakulhatott ki.

E hipotézis igazolásához szükséges a kőzet kristályszerkezeti irányítottságának vizsgálata. Amennyiben a domináns alakváltozási mechanizmus – magas redukált feszültség mellett – a diszlokációs kúszás, úgy valamilyen mértékű határozott LPO-t kell kapni. Ennek hiányában a befogadó mechanizmus a diffúziós átrendeződés lehet.

### Durvakristályos szemcsehalmazok vizsgálata

Az alakváltozási mechanizmusok értelmezéséhez jelentős segítséget adott a pretektonikus, durvakristályos ( $d > 80\ \mu\text{m}$ ) szemcsehalmazok vizsgálata, melyek a korai fázis során ikresedtek. E nyomási ikresedéssel, unduláló kioltással, illetve szubszemcse-képződéssel erősen deformált kalcitkristályokban, illetve ezekből álló sávokban, lencsékben egyértelműen dinamikus átkristályosodásra utaló szövetelemeket találtunk. E sávok minden litosztratigráfiai egységben megtalálhatóak a mészkövekben, és a főpalássággal párhuzamosan, vagy azzal kis szöget bezárva húzódnak. Eredetileg durvaszemcsés, szemcsevázú (packstone, grainstone) szövétű mészkőszávok, illetve a diagenézis során keletkezett és durvakristályos kalcittal kitöltött repedések, üregek lehettek.

A korai fázis alacsonyabb rendű redőforgóiból származó mintákban e szemcsék nyomási oldódással kialakult, kompromisszumos határait lehet megfigyelni. A szemcsékben az ikrek kis sűrűséggel jelentkeznek (az ikertagok térfogataránya egy szemcsében kicsi). A redőszárnyakból származó, határozott SPO-val rendelkező minták nagyméretű kalcit szemcséi szinte kivétel nélkül ikresedtek, az ikersűrűség magas. Az ikrek átlagos vastagsága  $4\text{--}7\ \mu\text{m}$  közötti, ami alapján képződésük  $200\ ^\circ\text{C}$ -nál magasabb hőmérsékleten történt (MÁDAI 1995). Az ikresedés után többnyire további szemcsén belüli deformáció is fellépett:

– Újabb, az előző ikersort keresztvező, elnyíró ikersorozat jelenik meg. Jellemzően az egymást így metsző ikergenerációk egyike (véltetően a második) vastag (akár  $8\text{--}10\ \mu\text{m}$  felett is). Az ikertagok metszésénél önállósult, apró ( $d \sim 5\text{--}8\ \mu\text{m}$ ) kalcitkristályok keletkeznek.

– Ívelt, hullámosan gyüredezett ikersíkok (II. tábla 1. fotó). Ez az ikresedés után, általában az ikresedést kiváltótól kissé eltérő irányú feszültségmezőben bekövetkező képlékeny deformációra utal (BURKHARD 1993). A hajlított ikrek általában csak  $2\text{--}4\ \mu\text{m}$  vastagok, ritkán érik el az  $5\ \mu\text{m}$ -es vastagságot, az ikersíkok lapos szöget zárnak be a foliáció síkjával. Gyakran figyelhető meg, hogy a



foliációval (főpalássággal) nagyobb szöget bezáró ikrek elhajlása a foliáció síkjába az ikertag kivékonyodásával jár együtt.

– Erőteljes képlékeny alakváltozás hatására az ikrek átkristályosodnak apró, önálló szemcsékké. Gyakran tapasztaltuk, hogy az ikertagok helyén apró kalcit-szemcsék sorozata képződött (II. tábla 2. fotó), döntően ott, ahol az ikertagok nagy szöget zártak be a foliációval. BESTMANN & PRIOR (2003) EBSD vizsgálatai szerint (a Thassos márvány ikresedett szemcséiben) az ilyen kalcitszemcsék szubszemcse-forgással képződnek. E gömbölyded, „gyöngysorként” megjelenő kristályok a dinamikus átkristályosodás termékei, így ezek kialakulása a hajlított ikrek képződéséhez hasonlóan a diszlokációs kúszás megjelenését jelzi. Míg a főpalásságot okozó nyírás síkjával kis szöget bezáró ikreket a deformáció elhajlította, addig az ezzel nagy szöget bezáró ikreket szétdarabolta, így átkristályosodásukat elősegítette.

Az erősen ikresedett, durvakristályos kalcitsávok másik jellemzője a szemcsehatárokon megjelenő átkristályosodás. E sávok gyakran mutatnak ún. „mag és köpeny” (core and mantle) szövetet, melyben a deformált nagyméretű kalcitkristályokat apró, átkristályosodott kalcitszemcsék sorozata, illetve keskeny sávja övezi (II. tábla 1. fotó, II. tábla 3. fotó). A sáv szélessége változó, ami a durvakristályos halmaz alakváltozásának mértékével arányos. Ennek – az alakváltozás növekedésével – a következő állomásait figyeltük meg:

1. Ikresedett, nagyméretű szemcsék halmaza, ahol a szemcsék ívelt, egyenetlen határok mentén közvetlenül egymáshoz illeszkednek. A szemcsékben a nyomási ikrek általában deformálatlanok.

2. Egy-két szemcse szélességű gyűrű a nagyméretű szemcsék között. Az apró ( $d \sim 15\text{--}20 \mu\text{m}$ ) közel izometrikus kalcitkristályok jellemzője, hogy markáns, vastag szemcsehatárral rendelkeznek, mintegy gyöngysorra emlékeztetnek (II. tábla 1. fotó). A nagyméretű kristályokban az ikrek gyakran hajlítottak. Az apró kalcitkristályok szubszemcse-forgással váltak önállóvá, így dinamikus átkristályosodás eredményeként jöttek létre.

3. Az átkristályosodott szemcséből álló sáv az alakváltozás növekedésével kiszélesedik, 5–10–20 szemcséből áll („mag és köpeny szerkezet”). A nagyméretű kristályokban az ikrek erősen deformáltak, gyakran az ikertagokat is átkristályosodott szemcsék sorozata helyettesíti (II. tábla 3. fotó).

4. A legnagyobb mértékű alakváltozást szenvedett mintákban milonitos szövet alakul ki: a kőzet döntően átkristályosodott 15–20  $\mu\text{m}$ -es szemcsék halmazából áll, melyben a nagyméretű kalcitkristályok erősen deformált reliktumai úsznak (I. tábla 3. fotó). A dinamikus átkristályosodással keletkezett mátrix általában közepes irányítotttsággal rendelkezik, a szemcsehatárok hullámosak, egyenetlenek.

E szövetképekhez igen hasonló szövetfejlődést írtak le a carrarai márvány ( $d \sim 100\text{--}150 \mu\text{m}$ ) torziós deformációs kísérletből (PIERI et al. 2001). Ezek szerint egy durvaszemcsés kalcithalmazban a dinamikus átkristályosodás előrehaladása – változatlan állapothatározók mellett – az alakváltozás mértékével arányos. E kísérletek eredményével összehasonlítva az általunk megfigyelt 2. szövettípus nyírási alakváltozása  $\gamma \sim 1$ , a 3. típusé  $\gamma \sim 2\text{--}3$ , a 4. típusé  $\gamma \sim 5$ .

E dinamikus átkristályosodással képződött szemcsék megjelenése nagy hasonlóságot mutat a fentebb említett, kisimult szemcsehatáru durvább ( $d \sim 20\text{--}30 \mu\text{m}$ ) szemcseméretű mátrixszal, néhol azzal teljesen megegyező. Így vélhetően a dur-

vább szemcseméretű mátrix a szemcsevázú mészkövek, pretektonikus repedés-kitöltések dinamikus átkristályosodásával képződhetett.

### Kitüntetett kristálytani irányítottság (LPO) vizsgálata

A mikroszkópos megfigyelések alátámasztásához szükséges volt a kristályszerkezeti irányítottság vizsgálata is, mivel a határozott LPO a diszlokációk átrendeződésével megvalósuló deformációt jelzi. Ezért nyolc mintáról inverz pólusábrákat készítettünk. A minták kiválasztásánál ügyeltünk arra, hogy a minta lehetőleg homogén mikrokristályos mátrixból álljon, az értelmezést ne zavarják durvakristályos kalcitból álló sávok, utólagos repedés-kitöltések. A minták között szerepelt:

- olyan, melyen mikroszkópban erős képlékeny deformációra utaló, milonitos szövetet észleltünk (114. Kisgyőr),

- melyen a képlékeny deformáció nem hagyott nyomot (383. Oroszkút-völgy),

- mely zömmel poligonális szemcsékből álló, irányított szövetű minta (109. Középgaradna; 106. Fehérkő; 111. Kis-dél; 1058. Vesszős1),

- mely hullámos határfelületekkel érintkező szemcsékből álló, irányított szövetű minta (110. Csanyik),

- olyan minta, melyen makroszkóposan, vagy mikroszkóposan jelentkezett egy második palásság (108. Vesszős2).

E minták fő szöveti jellemzőit az I. táblázatban vastag kerettel emeltük ki.

#### *Inverz pólusábrák*

Az LPO vizsgálatához inverz pólusábrák elkészítésére nyílt lehetőségünk. E módszernél a kiválasztott felületről készített röntgendiffrakciós felvétel megfelelő csúcseinak intenzitását hasonlítjuk össze egy izotróp mintáról készült felvétel ugyanezen csúcseinak intenzitásával. Izotróp mintaként a bervei mészkőbányából származó tiszta mészkő pormintáját használtuk. A röntgendiffrakciós felvételek a Miskolci Egyetem Fém-tani tanszékén HZG-4-es és Siemens D 5000 goniométerrel, digitális adatrögzítéssel készültek. Az inverz pólusábrát a relatív csúcsintenzitásokra illesztett izovonalas ábraként kapjuk a kalcit sztereografikus projekcióján. Az ábrákat Surfer8 programcsomaggal készítettük el, az izovonalakat a program krígeléssel határozta meg. A kalcit ditrigonális szimmetriájából következően elegendő volt a sztereografikus projekciónak csak egyhatodnyi körcikkét ábrázolni.

Az inverz pólusábra azt mutatja, hogy a makroszkópos szöveti jellemzőkkel definiált (pl. S||), vizsgált kőzetlap a rajta lévő kalcitkristályok mely kristály-síkjaival párhuzamos.

Ahol az inverz pólusábrán egy rácssíknál magas értékeket találunk, ott a vizsgált kőzetlapon sok olyan kalcitszemcse van, melyekben e rácssík párhuzamos a kőzetlappal. Az inverz pólusábrákon így kulcsfontosságú szereppel bír a c (006) bázislapnál jelentkező intenzitás. Ha egy inverz pólusábra a bázislap síkjánál ad maximumot és a prizmalapok ({110};{300}) felé az intenzitás fokozatosan csökken, akkor a vizsgált felületen a kalcitkristályok többségénél a bázis-

lap síkja párhuzamos a kőzettel, azaz a szemcsék kristálytani c-tengelye arra merőleges. Ugyanakkor ha az {110}, {003} prizma-, illetve {202} hegyes romboéder lapok rácssíkjainál kapunk maximumot és a bázislap felé az intenzitás fokozatosan csökken, akkor a prizmalappal párhuzamos rácssíkok és egyúttal a kristálytani c-tengelyek többsége párhuzamos a kőzettel.

Az inverz pólusábrákat metszetek szerinti csoportosításban az 5–8. ábrák mutatják. Az ábrákon sötétedő tónusokkal szerepelnek az 1-nél magasabb relatív csúcsintenzitások. A jobb szemléltetés érdekében a maximális értékeket is feltüntettük az ábrák mellett.

#### *Az inverz pólusábrák kiértékelése*

114. sz. minta; Kisgyőri kőfejtő milonitja: A  $S_{L\bar{L}}$  metszet a szemcsékben dominánsan az {110} és {202} lapokkal párhuzamos, azaz leggyakrabban olyan szemcsék találhatók, melyek kristálytani c-tengelye párhuzamos, vagy kis szöveget zár be ezzel a metszettel. A  $S_{L\bar{L}}$  metszeten gyengébben, de ugyanez a trend látható. Azaz mindkét, a foliációra (és egymásra) merőleges metszeten a szemcsék döntő részében a kristálytani c-tengely párhuzamos a metszettel. Ez csak úgy lehetséges, ha a c-tengely a szemcsék döntő részében merőleges a  $S_{\parallel}$  metszetre. Ezt erősíti meg a  $S_{\parallel}$  metszet, melynek egyetlen és igen határozott (2,6) maximuma a c (006) rácssíknál van, azaz a c-tengelyek többsége valóban merőleges a  $S_{\parallel}$  metszetre. A maximum „lehúzódik” az r {104} rácssíkra is.

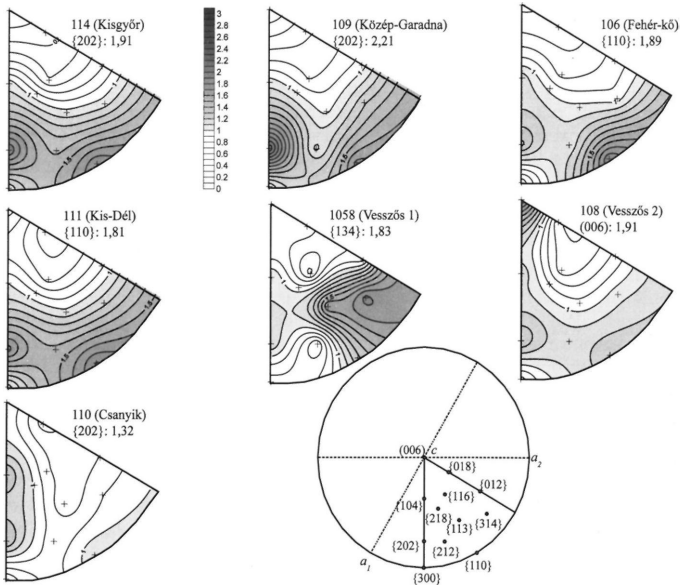
Ez a minta a pólusábrák alapján határozott LPO-val rendelkezik: a c-tengelyek többsége a foliációra merőleges, a kristálytani a-tengelyek a foliáció síkjában vannak. Mindez jellemző a c tengely szerint rendezett LPO-ra, mely természetben deformálódott mészkövekben a leggyakrabban kialakult LPO az r {104} síkoknál jelentkező szubmaximum kíséretében (LEISS & ULLEMEYER 1999).

A 114. minta szövete alapján – milonitos, enyhén irányított szövet, egyenetlen szemcsehatárok – a kőzet megfelel a dinamikus átkristályosodással képződött metamorf kristályos mészkőnek, amit megerősít a beigazolódott LPO.

383. sz. minta; tűzköves mészkő az Oroszkút-völgyből: A mintát szerkezeti helyzete és megjelenése alapján redőforgóból származónak vettük, mely a korai fázisban nem, vagy csak igen gyengén deformálódott. Az inverz pólusábrák ezt igazolják: a minta gyakorlatilag izotróp. Mindhárom metszeten a c-tengelyre merőleges (006) és azzal párhuzamos, vagy kis szöveget bezáró ({110};{202}) rácssíkok egyaránt gyenge lokális maximumot adnak. Ugyanakkor az egyik metszeten a {202} rácssíkkal párhuzamosan jelentkezik egy magas (1,85) relatív intenzitás-maximum, aminek megjelenését e kontextusban nem tudjuk értelmezni; utólagos repedéskitöltés hatása lehet.

106., 109., 111. sz. minták; Fehérkői Mészkő, közép-garadnai, kis-déli közepesen-enyhén irányított szövetű, középszemű mátrixú mészkövek. A  $S_{L\bar{L}}$  metszeten mindhárom minta ugyanazt a trendet mutatja, mint ami a kisgyőri minta azonos metszetén tapasztalható, így a kalcit szemcsék c-tengelyei itt is leggyakrabban a  $S_{L\bar{L}}$  metszettel párhuzamos síkba rendeződtek.

A másik két metszeten ugyanakkor nem jelentkezték a kisgyőri mintához hasonló trendek. A  $S_{L\bar{L}}$  metszetek gyakorlatilag izotrópok (109. minta), vagy szabálytalanul szóródnak (106, 111). A  $S_{\parallel}$  metszeteken csak a 106. mintánál

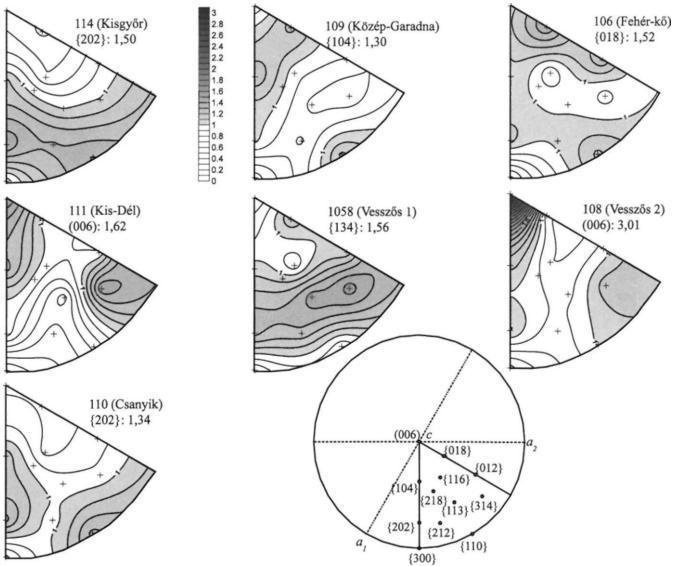


5. ábra. Inverz pólusábrák a minták  $S_{\perp}L_{\perp}$  metszeteiről. Az árnyalt területek az 1-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintanév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó ráccsíkot emeltük ki

Fig. 5 Inverse pole figures of sections normal to the foliation and lineation of the analysed samples. Areas of relative intensities above 1.0 are shaded. Under the sample name the maximum value and its plane are indicated

jelentkezik gyenge maximum a bázislapnál. Ebből következően a c-tengely a  $S_{\perp}L_{\perp}$  síkkal párhuzamosan rendeződött e mintákban, de e síkban szóródik. Ez az ún. a tengely szerinti rendezett szövetre emlékeztet (LEISS & ULLEMEYER 1999, p. 267), és kialakulásában fontos szerepet játszhat a szemcsék forgása az egyszerű nyíráshoz közelálló deformáció során.

Szöveti jellegük alapján (l. előző fejezet) feltételezzük, hogy e döntően  $d \sim 20\text{--}40 \mu\text{m}$  szemcseméretű mátrixból álló minták dinamikus átkristályosodással képződtek. A poligonális szemcsehatárok dominanciája ugyanakkor annak a lehetőségét is felveti, hogy e szövet kialakulásában a szemcsehatár csúszás (GBS) is szerepet játszott. A kialakult szövet és e sajátos pólusábrák kapcsolatára magyarázatul szolgálhat, hogy e minták esetében a dinamikus átkristályosodás és a GBS egyaránt (akár egymást követően) fellépett, és a deformációt főként egyszerű nyírás okozta. Ilyen kettős mechanizmus lehetőségét többen felvetették (CASEY et al. 1998; LEISS & ULLEMEYER 1999; EVANS et al. 2003; BESTMANN & PRIOR 2003). A szemcsék a GBS hatására a nyírási síkban forognak (CASEY et al. 1998; EVANS et al.



6. ábra. Inverz pólusábrák a minták  $S \perp L_{\phi}$  metszeteiről. Az árnyalt területek az 1-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintanév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó rácsíkot emeltük ki

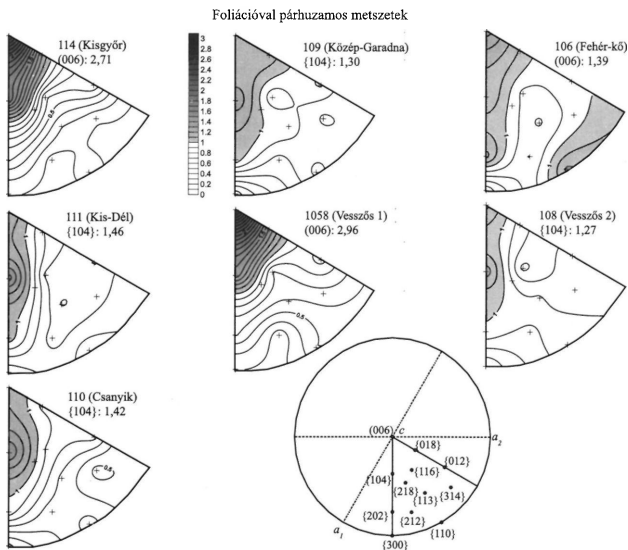
Fig. 6 Inverse pole figures of sections normal to the foliation and parallel to lineation of the examined samples. Areas of relative intensities above 1.0 are shaded. Under the sample name the maximum value and its plane are indicated

2003), ami az LPO-t „elrontja” (9. ábra). Ezzel magyarázható, hogy a c-tengelyek a  $S \perp L_{\perp}$  síkban vannak, de irányuk e síkban szóródik.

1058. sz. minta; Vesszősi erdőgazdasági út alsó szakasza: a 114. mintához hasonló trendet mutat mindhárom metszeten annyi különbséggel, hogy a palásságra merőleges metszeteken a maximum nem a főkör mentén, hanem kb.  $30^{\circ}$ -kal beljebb, egy kiskör mentén húzódik (nem  $\{110\}$  és  $\{202\}$ , hanem  $\{134\}$ ;  $\{113\}$  és  $\{202\}$ ). A  $S \parallel$  metszet a 114. mintáéval jellegében teljesen azonos, c-bázislapú maximumot ad, és itt is jelentkezik a szubmaximum az r  $\{104\}$ -nél.

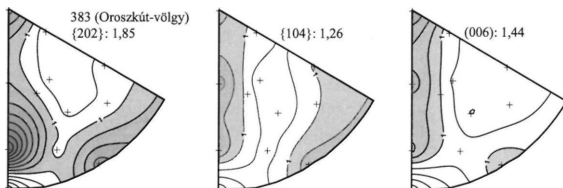
Ezek alapján e mintában is kialakult határozott LPO, viszont a foliációra merőleges metszeteken történt elbillenés alapján feltehetőleg ez nem egy, hanem két (vagy több) deformációs esemény hatására alakult ki, ahol a feszültségmező irányítottsága csak kevésbé változott.

110. sz. minta; a Csanyik-völgyhöz vezető műút útbevágásából: Az igen finomkristályos tűzköves mészkőben mindhárom metszeten nagyon gyenge intenzitás-változást észleltünk, a minta LPO-ja szinte izotróp. Ugyanakkor mindegyik



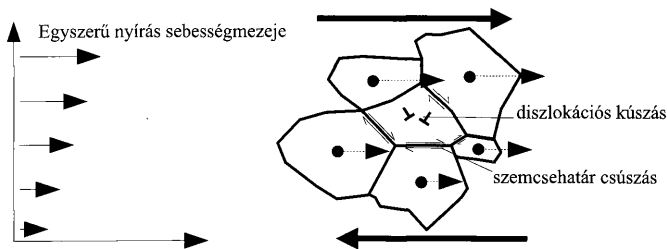
7. ábra. Inverz pólusábrák a minták  $S_0$  metszeteiről. Az árnyalt területek az 1-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintanév alatt a maximális érték és az ahhoz tartozó rácscíket emeltük ki

Fig. 7 Inverse pole figures of sections parallel to foliation and parallel to lineation of the examined samples. Areas of relative intensities above 1.0 are shaded. Under the sample name the maximum value and its plane are indicated



8. ábra. Inverz pólusábrák egy korai fázisú redőforgó mintájáról az Oroszkút-völgyből. A felületek egymásra kölcsönösen merőlegesek, de ezt makroszkópos irányhoz nem lehetett kötni. Az árnyalt területek az 1-nél magasabb relatív intenzitást jelölik. A mintanév alatt a maximális értéket és az ahhoz tartozó rácscíket emeltük ki

Fig. 8 Inverse pole figures of a sample from an early phase fold hinge zone from at the Oroszkút Valley. Sections are mutually perpendicular, however their orientation cannot be connected to macroscopic structures. Areas of relative intensities above 1.0 are shaded. Under the sample name the maximum value and its plane are indicated



9. ábra. Egyszerű nyírás sebességmezeje és a szemcsehatár csúszással és diszlokációs kúszással deformált szemcsehalmoz modellje. A sebességmező a közepén lévő szemcsé forgását okozza. CASEY et al. (1998) nyomán

Fig. 9 Simple shear flow field and the model of some grains deformed by dislocation creep and grain boundary sliding. The velocity field exerts a turning effect of the central grain. After CASEY et al. (1998)

metszeten igen gyengén a 114. minta azonos metszeteinek trendjét mutatja. A kőzet szövete határozott foliációt és lineációt mutatott, az igen finomszemű (7–8  $\mu\text{m}$ ) mátrix szemcséinek határfelületei hullámosak. Ezek alapján e mintában nem találtunk határozott LPO-t, a deformáció itt még főként diffúzió által valósult meg. Viszont a 114. mintában megjelenő trendek következetes követése „kicsiben” indokolható azzal, hogy gyenge LPO már diffúziós átrendeződés során is kialakulhat (LEISS & ULLEMEYER 1999, p. 267.).

108. sz. minta; tűzköves mészkő a Vesszősi erdőgazdasági úton a serpentin-kanyarhoz közel: A pólusábrák igen összetett képet mutatnak. A  $S_{\perp L} \parallel$  metszeten a jelentős maximum (1,91) a c (006) síknál található. A  $S_{\perp L} \perp$  metszeten ismét a c (006) síknál egy igen erős (3,01) maximum jelentkezik, a  $S \parallel$  metszet viszont gyakorlatilag izotróp. Ehhez hasonló ábrákkal egy esetben sem találkoztunk, egyetlen másik minta sem adott a két foliációra merőleges metszeten erőteljes c (006) maximumot egyszerre. E vesszősi mintában ezek alapján a szemcsék többségében a c-tengely a  $S_{\perp L} \parallel$  vagy a  $S_{\perp L} \perp$  metszetre merőleges, ami csak úgy lehet, ha a  $S \parallel$  metszettel párhuzamos. Ez is egy a tengely szerint rendezett szövethez közelít, hasonlóan a 106.; 109.; 111. sz. mintákhoz, viszont itt a c-tengelyek a foliáció síkjába rendeződtek. E vesszősi mintában találtunk két, egymással 70–80°-os szöget bezáró, képlékeny deformációval kialakult palás-ságot, így az a tengely szerint rendezett szövet itt két deformációs fázis szuperpozícióját jelezheti.

### Összefoglalás

Az SPO, szemcsemorfológia és LPO vizsgálatok összessége alapján a következő szövetfejlődési állomásokat tudtuk meghatározni, melyek a korai deformációs fázisához kapcsolódnak:

1. A korai fázis során az alacsonyabb rendű redőforgókban a redukált feszültség értéke igen alacsony volt, de a nyírófeszültség egyes irányokban elérhette a 20 MPa értéket, mivel a nagyméretű kristályok e mintákban is tartalmaztak nyomási ikreket. A szövetben ugyanakkor sem SPO, sem LPO nem alakult ki, a szemcsehatárok hullámosak, egyenetlenek, az átlagos szemcseméret a  $15 \mu\text{m}$ -t nem haladja meg. A kőzetben még jól megmaradtak az eredeti üledékes és diagenetikus szövetelemek, a sztílitok több irányban, esetenként ívelt felületek mentén osztják meg a kőzetet.

2. A redőszárnyakon határozott SPO jellemzi a mészköveket, mely a foliációra merőleges metszeten jelentkezik. A  $S_{\perp L} \parallel$  metszeten a mátrix SPO-ja igen erős, a  $S_{\perp L \perp}$  metszeten rendre gyengébb, ezt kvantitatív módszerrel is ki tudtuk mutatni. A  $S_{\perp L \perp}$  metszetek alapján a mikritből kifejlődött mátrix irányítottsága a szemcsemérettel együtt növekszik.

– A  $d \sim 10 \mu\text{m}$  alatti szemcseméretű mátrix szemcséi hullámos határfelületekkel rendelkeznek. Ilyen kőzetben (pl. 110. sz. minta) csak nagyon halvány LPO mutatkozott. E mátrix alakváltozási mechanizmusában a diffúzió dominált.

– A nagyobb szemcseméretű mátrixban ( $d \sim 15\text{--}25 \mu\text{m}$ ) a poligonális szemcsehatárok gyakorisága megnő, nem ritkán határozottan sík határu szemcsék uralják a mátrixot (pl. 1139. sz. minta, I. tábla 4. fotó), amihez erős SPO is társul. Ilyen mintákban az inverz pólusábrákon (vesszősi minták, 1058., 108. sz.) már magas relatív intenzitás-különbségeket kaptunk, egyik esetben határozott LPO-t. Így ez a mátrix már lehet dinamikus átkristályosodási termék.

3. A  $d > 80\text{--}100 \mu\text{m}$  méretű premetamorf kalcitkristályok a redőszárnyak mintáiban erősen ikresedtek. A foliációval nagy szöget bezáró ikrek utólag elnyíródtak és átkristályosodtak, a foliációval kis szöget bezáró ikrek pedig a foliáció síkjához simulva meggyűrődtek. Ezek arra utalnak, hogy a nagyméretű szemcsékben a főpalásságot okozó korai deformációs fázis során már diszlokációs átrendeződés lépett fel.

4. A nyírási alakváltozás intenzitását mutatja a redőszárnyakban, hogy a nagyméretű kristályok illeszkedésénél milyen vastag dinamikus átkristályosodott zóna alakult ki. Kismértékű alakváltozásnál ( $\gamma \sim 1\text{--}2$ ) ez néhány szemcséből áll, intenzív nyírásnál ( $\gamma \geq 5$ ) viszont dinamikus átkristályosodott, enyhén irányított,  $d \sim 20\text{--}30 \mu\text{m}$  szemcseméretű pátitsáv övezi az ikresedett nagyméretű kristályokat (pl. I. tábla 3. fotó). E sávokban a szemcsehatárok többnyire kisimultak, a SPO alacsony. Ezekkel megegyező megjelenésű szemcsehalmazok alkotják helyenként a teljes szövetet (pl. Fehérkői Mészkő középső rétegei). Az ilyen szövetű minták inverz pólusábráiból (106; 109; 111. minták) a tengely szerint rendezett LPO-ra következtethetünk, amit a dinamikus átkristályosodás és szemcsehatár-csúszás együttes, vagy egymás utáni megjelenésével lehet magyarázni.

5. Egyes nyírási zónákban valódi milonit képződött, mely egyértelmű és határozott c tengely szerint rendezett LPO-t mutat. Itt a dinamikus átkristályosodott mátrix hullámos szemcsehatárokkal és közepes SPO-val rendelkezik, ami szemcsehatár-migrációra utal. A nagyméretű kristályok teljesen szétnyíródtak.

E megállapításokat az alakváltozási mechanizmus térképekkel összevetve a korai fázis során – figyelembe véve azt, hogy a hőmérséklet  $200\text{--}300 \text{ }^\circ\text{C}$  lehetett – maximálisan kb. 200 MPa redukált feszültség léphetett fel. Ez a finomkristályos ( $d < 10 \mu\text{m}$ ) kalcit-halmazban még nem, a durvaszemcsés ( $d > 80 \mu\text{m}$ ) halmazban viszont már biztosan okozhatott diszlokációs átrendeződést. A nyírófeszültség



maximális értéke így kb. 100 MPa. Ehhez közeli érték a nyírési zónákra lehet jellemző, ahol a mészkő szinte teljes anyagának dinamikus átkristályosodása során milonit képződött. A redőszárnyakon ennél kisebb feszültség hatott, ami a durvaszemcsés halmazban ikresedést, az ikrek deformációját, dinamikus átkristályosodást és szemcsehatár-csúszást okozott, a finomkristályos mátrixban viszont csak diffúziós átrendeződést. A redukált feszültség értéke a redőforgóban is elérhette a 40 MPa-t, ami a nagyméretű szemcsék ikresedését okozta.

A bükkszentkereszti törés mentén a következő deformációs fázis is okozott gyenge képlékeny alakváltozást, ami a szöveti képből látszik, és ennek során az LPO is megváltozhatott.

### Köszönetnyilvánítás

A tanulmány elkészítéséhez az OTKA T 37619 és OTKA T 43397 pályázatokból kaptunk segítséget. Köszönet illeti egyetemi kollégáinkat: SÓLYOM Jenőt (Fémteni Tanszék) a röntgendiffrakciós felvételek elkészítéséért és a kiértékeléshez nyújtott segítségért, KOVÁCS Árpádot (Fémteni Tanszék) az elektronmikroszkópos vizsgálatokért, NAGY Gyulát (Mechanikai Technológiai Tanszék) az értelmezésben nyújtott segítségért. Köszönjük a lektorok – CSONTOS László és KOROKNAY Balázs – segítőkész bírálatát és tanácsait.

### Függelék – az irányítottsági index mérésének ismertetése

A digitális képelemzési módszerrel lehetőség nyílt egy optikai mikroszkóppal felvett szövatképen az egyes szemcsemetszetek alakú anizometriáját jellemző „ekvivalens ellipszis” kis- és nagytengelyének meghatározására. Az ekvivalens ellipszis területe megegyezik a szemcsemetszet területével, és nagytengelye megegyezik a szemcsemetszet köré írható kör átmérőjével (szemcsemetszet hossztenegelyével). Az ekvivalens ellipszis tengelyeinek méretei egyszerűen megadhatók a szemcsemetszet területének és hossztenegelyének ismeretében, ezen adatokat a képelemző program a mérés végeredményeként szolgáltatja. Ezen kívül a programtól kértük a hossztenegelyek és a szövatképi függőleges irány által bezárt szög értékét is, 15°-ként átlagolva.

Ezen adatok felhasználásával a teljes szövatkép SPO-jának meghatározására egy olyan irányítottsági indexet számítottunk, amely jellemzi a szemcsealaki anizometriát és a hossztenegelyek szerinti irányeloszlását is. Ehhez a

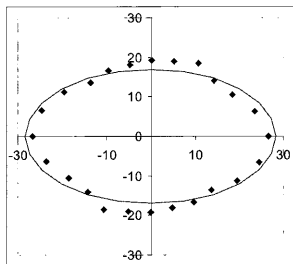
$$L(\varphi) = (a(\varphi) \cdot \bar{b}(\varphi)) \quad (\varphi = 0; 15; \dots; 165^\circ)$$

függvényt használtuk, ahol  $\bar{a}(\varphi)$  és  $\bar{b}(\varphi)$  azon ekvivalens ellipszisek nagytengelyeinek, illetve kistengelyeinek átlagértéke, melyeknél a nagytengely  $\varphi$  szöget zár be a függőleges iránnyal. Az  $L(\varphi)$  függvény szerint polárkoordinátákkal megadott pontokra RÉTI & CZINEGE (1987) szerint a legkisebb négyzetek módszerével illeszthető egy ellipszis, melynek nagy- és kistengelye ( $e_a$  és  $e_b$ ), valamint az ebből számított  $g$  érték a szöveti anizotrópia jelzőszámai.

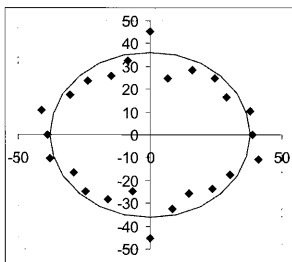
$$\left[ g = 1 - \left( \frac{ea}{eb} \right)^2 \right]$$

A 10. ábra az  $L(\varphi)$  értékeit (pontok) és a rájuk illeszkedő ellipszist (vonal) szemlélteti egy erősen és egy gyengén irányított minta esetében.

10. ábra. Egy SPO szerint erősen és egy gyengén irányított mátrix anizometriaellipszise az általunk alkalmazott módszer szerint



832. sz. minta  $s_1 L_H$  metszet sample no. 832. section  $s_1 L_H$   
 $ea=28,30 \mu\text{m}$ ,  $eb=16,94 \mu\text{m}$ ,  $g=0,801$



111. sz. minta  $s_1 L_H$  metszet sample no. 111. section  $s_1 L_H$   
 $ea=38,07 \mu\text{m}$ ,  $eb=36,18 \mu\text{m}$ ,  $g=0,311$

Fig. 10 Results of two SPO measurements (left chart: strong, right chart: weak) according to our method used in this study. The  $g$  values indicate the intensity of SPO. Dots are the values of angular distribution of the  $L(f)$  function, the elliptical line is the best fit ellipse using the least square method

## Irodalom –References

- ÁRKAI, P. 1973: Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequences of the Bükk Mountains, NE Hungary. – *Acta Geologica Hung.* 17/1–3, 67–83.
- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium. – *Acta Geologica Hung.* 26/1–2, 83–101.
- BADERTSCHER, N. P. & BURKHARD, M. 2001: Brittle-ductile deformation in the Glarus thrust Lochseiten (LK) calc-mylonite. – *Terra Nova* 12, 281–289.
- BALOGH K. (ed.) 1991: Szedimentológia I. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 491 p.
- BATHURST, R. G. 1971: Carbonate sediments and their diagenesis. – Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- BESTMANN, M. & PRIOR D. J. 2003: Intragranular dynamic recrystallization in naturally deformed calcite marble: diffusion accommodated grain boundary sliding as a result of subgrain rotation recrystallization. – *J. Struct. Geol.* 25, 1597–1613.
- BURKHARD, M. 1993: Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. – *J. Struct. Geol.* 15, 351–368.
- CASEY, M., KUNZE, K. & OLGAARD, D. L. 1998: Texture of Solnhofen limestone deformed to high strains in torsion. – *J. Struct. Geol.* 20 (2/3), 255–267.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. – *Földtani Közlöny* 129/4, 611–651.
- DE BESSER, J. H. P. & SPIERS, C. J. 1997: Strength characteristics of the  $r$ ,  $f$  and  $c$  slip systems in calcite. – *Tectonophysics* 272, 1–23.
- DUNKL I., ÁRKAI P., BALOGH Kad., CSONTOS L. & NAGY G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával – a Bükk hegység kiemelkedéstörténete. – *Földtani Közlöny* 124/1, 1–24.

- EVANS, M. A., LEWCHUK, M. T. & ELMORE, R. D. 2003: Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones: examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). – *J. Struct. Geol.* **25**, 1525–1549.
- GROSHONG, R. H., PEIFFNER, O. A. & PRINGLE, L. R. 1984: Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of Eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. – *J. Struct. Geol.* **6**, 5–18.
- KOVÁCS, S. 1986: Conodonta biosztratigráfiai és mikrofácies viysgálatok a udabányai-hegység ÉK-i részén. – *MÁFI Évi Jel.* **1984**, 193–244.
- KOVÁCS S. & ÁRKAI P. 1989: A Conodonta és mészkő-szöveti elváltozások jelentősége a diagenezis és a regionális dinamotermális metamorfózis hatásának felismerésében, Aggtelek–Rudabányai-hegységi példák alapján. – *MÁFI Évi Jel.* **1987**, 215–235.
- LEISS, B. & ULLEMEYER, K. 1999: Texture characterisation of carbonate rocks and some implications for the modelling of physical anisotropies, derived from idealized texture types. – *Z. dt. geol. Ges.* **150/2**, 259–274.
- LELKES-FELVÁRI, Gy., ÁRKAI, P. & SASSI, F. P. 1996: Main features of the regional metamorphic events in Hungary: a review. – *Geol. Carpathica* **74/4**, 257–270.
- MÁDAI F. 1995: Deformációs jelenségek vizsgálata kelet-bükk karbonátközetek ásványzomcséiben. – *Földtani Közöly* **125/1–2**, 67–88.
- PELIKÁN P. 1999: A Felsőtárkány–7. fúrás (Bükk hg.) és környezetének triász-jura képződményei. – *Földtani közöly* **129/4**, 593–609.
- PEIFFNER, O. A. 1982: Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. – *J. Struct. Geol.* **4**, 429–442.
- PIER, M., BURLINI, L., KUNZE, K., STRETTON, I. & OLGAARD, D.L. 2001: Rheological and microstructural evolution of Carrara marble with high shear strain: results from high temperature torsion experiments. – *J. Struct. Geol.* **23**, 1393–1413.
- RÉTI, T. & CZINEGE, I. 1987: Simple computerised methods for evaluation of orientation in digitised microscopic images. – *Acta Stereologica* **6/III**, 579–584.
- RUTTER, E. H. 1974: The influence of temperature, strain rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. – *Tectonophysics* **22**, 311–334.
- SCHMID, S. M., BOLAND, J. N. & PATERSON, M. S. 1977: Superplastic flow in fine grained limestone. – *Tectonophysics* **43**, 257–291.
- SIMIGIAN, S. & STARKEY, J. 1986: Automated grain shape analysis. – *J. Struct. Geol.* **8**, 589–592.
- TURNER, F. J., GRIGGS, D. T. & HEARD, H. C. 1954: Experimental deformation of calcite crystals. – *Geol. Soc. Am. Bull.* **65**, 883–934.
- VELLEDITS F. 1999: Anisuzi szárazföldi üledékek az észak-bükk rétegsorokban (Az Alsó-Sebesvízi alapszelvény anisuzi-ladini rétegei és a Miskolc–10. fúrás=Zsófiatorony). – *Földtani Közöly* **129/3**, 327–262.
- VELLEDITS F. 2000: A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső-felső-triászban. – *Földtani Közöly* **130/1**, 47–94.

Kézirat beérkezett: 2002. 05. 30.

## Táblamagyarázatok – Explanation of Plates

### I. tábla – Plate I

- Redőforgóból származó mészkő mikrokristályos mátrixa: szemcsealaki irányítottág nélküli szövet, közel izometrikus szemcsék egyenetlen szemcsehatárokkal. 383. sz. minta, Felsőtárkányi Mészkő F.; Oroszkút-völgy. N:300×, párhuzamos nikolok  
*Fine grained matrix of a limestone from an early phase fold hinge: the texture lacks of shape preferred orientation, the nearly isometrical grains have curved boundaries. Sample no. 383., Felsőtárkányi Limestone Fm., Oroszkút Valley. M:300×, parallel nicols*
- 30–40 μm méretű, közel izometrikus szemcsékből álló, alacsony SPO-jú kalcitalmaz sávja a mikrokristályos, irányított szövetű mátrixban. 1101. sz. minta, Ablakoskövölgyi F, Lencsésforrás alatt a műút mentén. N: 50×, keresztezett nikolok

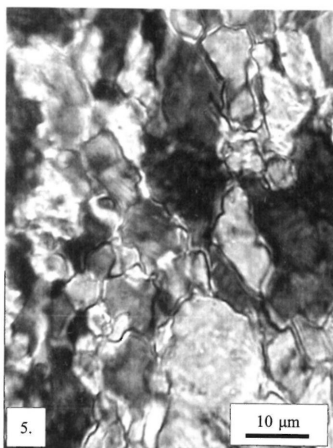
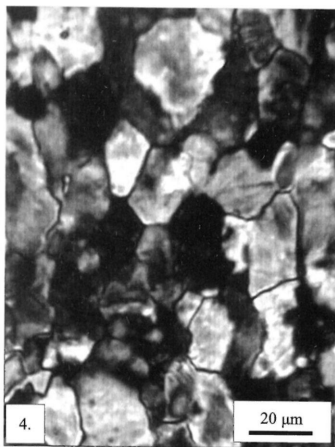
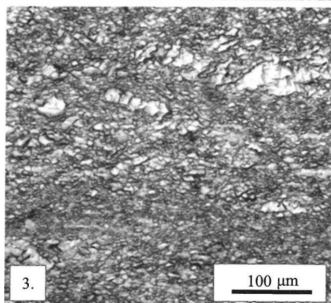
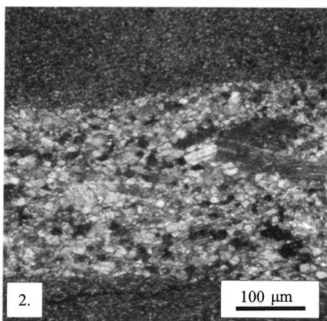
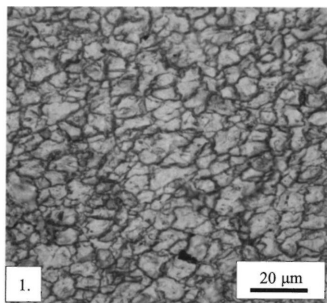
*Band of coarser grained (30–40 μm), nearly isometrical calcite crystals within the fine grained matrix with definite SPO. Sample no. 1101. Ablakoskővölgy Fm., near the Lencsés spring along the road. M: 50×, crossed nicols*

3. Mílonitos szövétű mészkő. 114. sz. minta, Bükkfennsíki Mészkő F, kisgyőri kőfejtő. N:40×, párhuzamos nikolok  
*Limestone milonite. Sample no.114, Bükkfennsík Limestone Fm., quarry at Kisgyőr. M:40×, parallel nicols*
4. Kisimult szemcsehatárokkal rendelkező, irányított szövétű mikrokristályos mátrix. 1139. sz. minta, Ablakoskővölgyi F, a Hámori tó oldalában a műút mentén. Ultravékony csiszolat, N: 300 ×, keresztezett nikolok  
*Microcrystalline matrix characterised by plain grain boundaries and definite SPO. Sample no. 1139, Ablakoskővölgy Fm., along the road at the Hámor lake. Ultrathin section, M: 300 ×, crossed nicols*
5. Egyetlen szemcsehatárokkal rendelkező, irányított szövétű mátrix. 824. sz. minta, Felsőtárkányi Mészkő F; a Tűzköves oldalában az erdőgazdasági út mentén. Ultravékony csiszolat, N: 600 ×, keresztezett nikolok  
*Limestone matrix with curved grain boundaries and definite SPO. Sample no. 824, Felsőtárkány Limestone Fm., on the slope of the Tűzköves along the forestry road. Ultrathin section, M: 600 ×, crossed nicols*

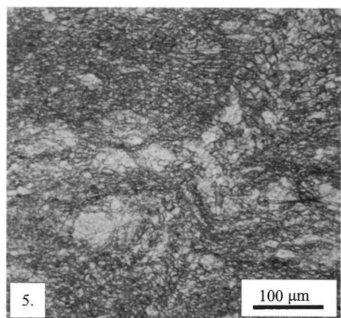
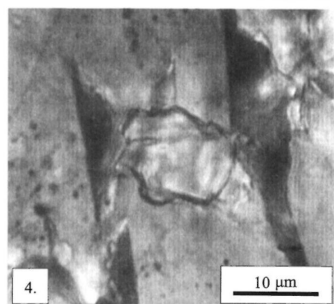
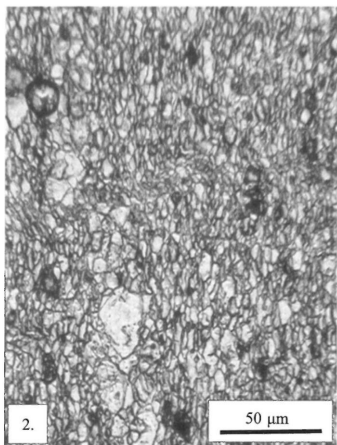
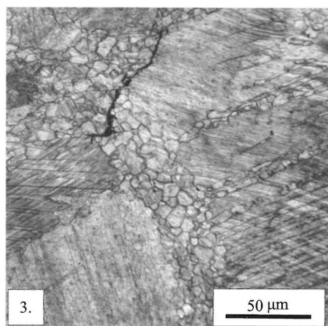
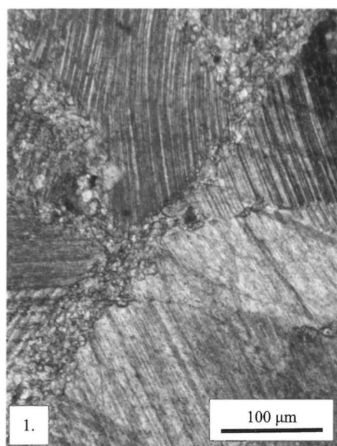
## II. tábla – Plate II

1. Enyhén ívelt (jobb alsó és felső szemcse), illetve másodlagosan ikresedett (bal felső) kristályok, melyek változó szélességű aprószemű, átkristályosodott sávval illeszkednek. 762. sz. minta, Fehérkői Mészkő F; Gulicskától Ny-ra, N:80×, keresztezett nikolok  
*Slightly bent (upper right and lower right) twinned crystals and appearance of the second twin generation in the upper left crystal rimmed by fine-grained crystals formed by recrystallization. Sample no. 762., Fehérkő Limestone Fm., west from the Gulicska. M: 80×, crossed nicols*
2. Erősen irányított szövétű mikrokristályos mátrix a Vesszősi Formáció tűzköves mészkövéből (108. sz. minta, a vesszősi erdőgazdasági úton a szerpentin kanyarhoz közel). A kép hosszabbik oldalával párhuzamos erős szöveti irányítottságra közel merőlegesen a kép jobb 2/3-nál látható a következő deformációs fázis által okozott krenulációs palásság, mely itt lokális képlékeny alakváltozással járt. N: 180×, párhuzamos nikolok  
*Microcrystalline matrix with strong SPO of the cherty limestone of the Vesszős Formation. A secondary, crenulation foliation appears on the right 2/3 of the picture crossing by high angle the foliation. Sample no 108, along the forestry road to the Vesszős valley. M: 180×, parallel nicols*
3. Nagyméretű, ikresedett kalcitkristályok illeszkedési zónájában dinamikus átkristályosodással kialakult finomkristályos kalcit halmaz. 1161. sz. minta, Ablakoskővölgyi formáció, Felső-hámor feletti műút útbevágása. N:100×, párhuzamos nikolok  
*Dynamically recrystallized small grains rimming large, twinned calcite crystals. Sample no. 1161., Ablakoskővölgy Fm., Road cut at Felső-hámor. M: 100×, parallel nicols*
4. Ikertag helyén szubszemcse forgással képződött kalcitszemcse. 1161. sz. minta, Ablakoskővölgyi formáció, Felső-hámor feletti műút útbevágása. N:600×, párhuzamos nikolok  
*Calcite grain formed by subgrain rotation from a twin. Sample no. 1161. Ablakoskővölgy Fm., Road cut at Felső-hámor. M: 600×, parallel nicols*
5. Lokálisan képlékeny alakváltozással járó krenulációs palásság megjelenése a Bükkfennsíki mészkőben. 533. sz. minta, Nagy-Som-hegy oldalában. N: 50×, párhuzamos nikolok  
*Appearance of crenulation foliation in the Bükkfennsík Limestone Fm., Sample no. 533, on the slope of the Nagy-Som hill. M: 50×, parallel nicols*

I. tábla – Plate I



## II. tábla – Plate II



# Clintonit, egy trioktaédes merevcsillám a pomázi Salabasina-árokából

*Clintonite, a trioctahedral brittle mica from the Salabasina Ravine, Pomáz, Visegrád Mountains, Hungary*

FEHÉR Béla\*

(4 ábra, 3 táblázat)

*Tárgyszavak:* clintonit, merevcsillám, röntgen-pordiffrakciós adatok, kémiai elemzések, Pomáz, Visegrádi-hegység

*Keywords:* clintonite, brittle mica, X-ray powder diffraction data, chemical analyses, Pomáz (Hungary)

## Abstract

Clintonite, which belongs to the trioctahedral brittle mica group, has recently been found in several parts of the Salabasina Gulch, near Pomáz, Visegrád Mountains, Hungary (Fig. 1). The mineral forms leek green, pseudo-hexagonal tabular crystals up to 2 mm in diameter (Fig. 2). Under polarizing light microscope it shows a green colour on the {001} section, while it has a vivid pleochroism (pale green to hazelnut brown) in the section perpendicular to {001}. The birefringence is 0.012 and the optical axial angle  $2V = 16^\circ$ . The optic axial plane is parallel to {010}. X-ray powder diffraction data are given in Table I, the parameters of the unit cell are:  $a = 5.22(7) \text{ \AA}$ ,  $b = 9.02(6) \text{ \AA}$ ,  $c = 9.71(3) \text{ \AA}$ ,  $\beta = 100.4(6)^\circ$ ,  $V = 449.8(7) \text{ \AA}^3$ . Electron microprobe analyses are shown in Table II. The calculated chemical formula is  $\text{Ca}_{1.01}(\text{Mg}_{2.10}\text{Al}_{0.79}\text{Fe}_{0.13})_{\Sigma=3.02}(\text{Al}_{2.80}\text{Si}_{1.20})_{\Sigma=4.00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . In the tetrahedral layer the calculated rotation angle of tetrahedra is:  $\alpha = 22.49^\circ$ . The calculated density is:  $3.12 \text{ g/cm}^3$ . The polytype is apparently  $3T$ , the real polytype is probably  $1M$  or  $1Md$ . Because this mineral has also been found in a diopside xenolith of the surrounding Miocene andesite tuff, clintonite is supposed to have contact metamorphic origin.

## Összefoglalás

A clintonit, mely a trioktaédes merevcsillámok csoportjába tartozik, nemrég került elő a pomázi Salabasina-árok recens torlataiból (Visegrádi-hegység déli része). Jelen tanulmány ezen csillámról készült ásványtani vizsgálatokat (optikai, röntgen-pordiffrakciós, kémiai) foglalja össze. Eszerint a pomázi clintonit hagymazöld színű, állatszögös táblás kristályokat formáz 2 mm-es átmérőig. Polarizációs mikroszkóp alatt a {001} szerinti metszetben zöld színű, nem pleokroós, míg a {001}-re merőleges metszetben már élénk pleokroizmus észlelhető, a halványzöldtől a mogyoróbarna színig. A kettőtörés 0,012, míg az optikai tengelyszög  $2V = 16^\circ$ . Az optikai tengelyek síkja párhuzamos a {010}-lal. A röntgen-pordiffrakciós adatokból számított rácsállandók:  $a = 5,22(7) \text{ \AA}$ ,  $b = 9,02(6) \text{ \AA}$ ,  $c = 9,71(3) \text{ \AA}$ ,  $\beta = 100,4(6)^\circ$ , míg az elemi cella térfogata  $V = 449,8(7) \text{ \AA}^3$ . A clintonitról három elektronsugaras mikroanalízis készült, melyek nagyon közeli eredményeket adtak. Ezek egyike alapján a clintonit szerkezeti képlete:  $\text{Ca}_{1,01}(\text{Mg}_{2,10}\text{Al}_{0,79}\text{Fe}_{0,13})_{\Sigma=3,02}(\text{Al}_{2,80}\text{Si}_{1,20})_{\Sigma=4,00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . Kiszámítottuk még a pomázi clintonit sűrűségét ( $3,12 \text{ g/cm}^3$ ) és a tetraédes rétegben a tetraéderek rotációs szögét ( $22,49^\circ$ ). A pomázi clintonit kontakt metamorf eredetű, melyet a külföldi analógiákon kívül az is bizonyít, hogy ezt a csillámot megtaláltuk a szomszédos Klanác-hegy egyik diopszidos xenolitjában is.

\*Herman Ottó Múzeum, Ásványtár, 3525 Miskolc, Kossuth u. 13. E-mail: feherbela@axelero.hu

## Bevezetés

A clintonit a trioktaéderes merevcsillámok csoportjába tartozik (BAILEY 1984a; RIEDER et al. 1998). A 19. században több lelőhelyről is leírták, s ezekben a leírásokban az optikai és/vagy megjelenésbeli különbségek miatt más-más nevet kapott (brandisit, bronzit!, clintonit, diszterrit, holmit, krizofán, seybertit, valujevit, xantofillit). A róluk készült első összefoglaló jellegű munkában TSCHERMAK & SIPŐCZ (1879) szilikát-aluminát izomorf keverékének tekintette őket, s a  $\text{Si}_3\text{Mg}_4\text{CaH}_2\text{O}_{12}:\text{Al}_6\text{MgCaH}_2\text{O}_{12}$  arány alapján a fentiekből három elnevezést tartott meg: ez az arány 5:8 a xantofillit, 3:4 a brandisit és 4:5 a seybertit esetében. E három ásvány, kiegészítve a margarittal, kloritoiddal, otréllittel, zafirinnel és asztrofillittel kapta a clintonit-csoport elnevezést. A fenti beosztást részben DANA (1892) is átvette, azzal kiegészítve, hogy optikai orientációjukat figyelembe véve a seybertit első fajta, míg a xantofillit és a brandisit második fajta csillám, valamint a clintonit-csoportból törölte a zafirint és az asztrofillitet. Később DEER et al. (1962) összetételbeli különbséget nem feltételez közöttük, s az optikai tengelysík orientációja alapján két fajt tart meg: clintonitnak nevezi az első fajta, míg xantofillitnek a második fajta csillámot. Mai fogalmaink szerint azonban ez egymagában kevés ahhoz, hogy két külön fajról beszéljünk, mivel az optikai tengelysík orientációjának eltérését valószínűleg a különböző politípusok okozzák (GUGGENHEIM 1984), s már FORMAN et al. (1967a) javasolták, hogy ezen trioktaéderes merevcsillámokra egy elnevezést tartsunk meg. Bár az első publikáció jogán a seybertit élvezne prioritást (DANA 1892), az ásvány első neve bizonyíthatóan a clintonit volt (FORMAN et al. 1967a).

Magyarországon recens patakfordalékokból több helyen is megfigyelték már ezt az ásványt, azonban a szerzőhöz eddig csak a címbe megadott lelőhelyről kerültek minták, így a többi lelőhely megnevezésétől most eltekintünk. Azonban más földtani környezetben, nevezetesen a pomázi Klanác-hegy andezittufájának egyik mészsilikátos xenolitjában is megtalálható a clintonit (1. ábra). A clintonit ritkaságát jelzi, hogy a kárpáti régióban eddig csak a bánáti kontakt-területről, nevezetesen Oravicáról (Oravița) volt ismert ez az ásvány (Udubaşa et al. 1992).

## A vizsgált minták és az alkalmazott vizsgálati módszerek

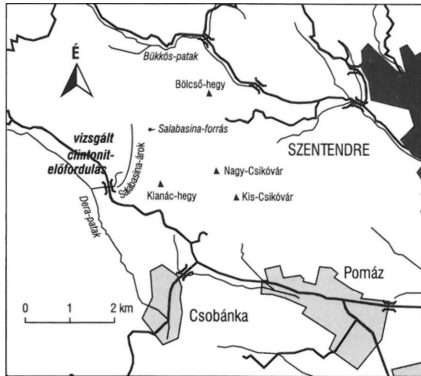
Jelen tanulmány a pomázi Salabasina-árok recens torlataiból előkerült clintonitsemcséken végzett ásványtani vizsgálatokat tartalmazza. A vizsgált minták a miskolci Herman Ottó Múzeum ásványgyűjteményében, 22512 leltári szám alatt található meg. A klanác-hegyi clintonittartalmú xenolit GYOMBOLA GÁBOR (Budapest) ásványgyűjteményében érhető el, melyről vékonycsiszolatot készítettünk.

A pomázi clintonit optikai tulajdonságait a róla készült vékonycsiszolaton a Miskolci Egyetem Ásvány- és Kőzettani Tanszékén, Leitz Metalloplan típusú polarizációs mikroszkóppal határoztuk meg. A röntgen-pordiffrakciós felvétel a MOL Rt. röntgen-laboratóriumában készült, Philips APD 1700 automatizált pordiffrakciós rendszerrel. Mérési paraméterek: Cu-cső, grafit monokromátor, 40 kV gyorsítófeszültség, 30 mA csóáram és  $0,05^\circ 2\theta/\text{sec}$  léptetési sebesség. Az elektronsugaras mikroanalízisek a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetem



1. ábra. A vizsgált clintonit-előfordulás helyszínrajza

Fig. 1 Sketch map of the investigated clintonite occurrence



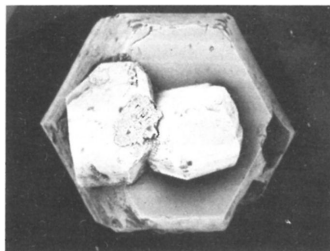
Kőzetan-Geokémiai Tanszékén készültek, EDAX 9800 energiadisziperzív detektorral felszerelt AMRAY 1830I pásztázó elektronmikroszkóppal, természetes ásvány-standardok felhasználásával. A gyorsítófeszültség 15 kV, a mintaáram 2 nA, a detektálási idő 100 másodperc volt. A pásztázó elektronmikroszkópos felvétel a Miskolci Egyetem Fémteni Tanszékén készült AMRAY 1830I típusú készülékkel.

### Vizsgálati eredmények

A clintonit zömében kb. 1 mm átmérőjű (csak ritkán haladja meg a 2 mm-t), hagymazöld színű, a {001} sz. álhexagonális táblás kristályokat alkot (2. ábra). Hasadása a többi csillámhoz hasonlóan a bázislap szerint tökéletes, de hasadási lemezkéi a valódi csillámokétól eltérően nem hajlékonyak, hanem merevek, törékenyek. Fénye a hasadási lapon gyenge gyöngyház, más lapokon és a törési felületen kimondottan üveg. A pomázi clintonitról készült színes fotót lásd KORBEL & NOVÁK (1999) könyvében.

A clintonitzemcsékről mikroszkópi vékonycsiszolat készült. Az egyik szemcsét a lemezkékkal párhuzamosan, a másikat arra nagyjából merőlegesen orientálva helyeztük el. A {001} sz.-i metszetben zöld színű, pleokroizmust nem mutat. Erre merőlegesen már élénk pleokroizmus észlelhető: halványzöld  $\perp$  c, halvány vörösesbarna (mogorórbarna)  $\parallel$  c. E metszetben a tökéletes hasadás sűrű nyomvonalai is megfigyelhetők. Két szemcsén Berek-kompenzátorral mért kettőtörés 0,012 volt. A {001} szerinti metszetben gipszlemezrel vizsgált tengelyképe alapján az ásvány optikailag kéttengelyű, negatív karakterű. Az optikai tengelyek síkja párhuzamos a  $b\{010\}$  formával, tehát második fajta csillámról van szó. Az optikai tengelyszög Fjodorov-asztalos vizsgálat alapján:  $2V = 16^\circ$ .

A clintonitról készült röntgen-pordiffrakciós felvétel adatait az 1. táblázatban tüntettük fel. A d-értékek láthatóan jó egyezést mutatnak BUCHER-NURMINEN



2. ábra. Álhatszögös, táblás clintonitkristály, melyre két másik kristályegyed nőtt rá. Pásztázó elektronmikroszkópos felvétel. Képszélesség: 2 mm. Fotó: KOVÁCS Árpád

Fig. 2 Pseudohexagonal, tabular clintonite crystal in intergrowing with two other crystals. SEM image. Width of the picture is 2 mm. Photo: Árpád Kovács

A fenti térfogatérték, valamint a II. táblázat 1. oszlopában közölt elemzés alapján kiszámítottuk a pomázi clintonit sűrűségét, figyelembe véve, hogy  $Z = 2$ . A kapott sűrűségérték  $3,12 \text{ g/cm}^3$ , amely jól egyezik az irodalomban közölt adatokkal ( $3,0\text{--}3,1 \text{ g/cm}^3$ ; DEER et al. 1962).

## Az eredmények diszkussziója

### A clintonit kristálykémiája

A clintonit egy trioktaédes merevcsillám, melynek ideális képlete  $\text{Ca}(\text{Mg}_2\text{Al})(\text{Al}_3\text{Si})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ . A valódi csillámok és a merevcsillámok közt az a különbség, hogy míg az előbbieken a rétegek közötti (ún. inaktív) kation egyvegyértékű (általában K, ritkábban Na, Cs vagy  $\text{NH}_4$ ), addig a merevcsillámokban ezt a pozíciót kétvegyértékű kationok (általában Ca, ritkában Ba) tölti be. Mivel a Ca-ionrádiusza ( $0,99 \text{ \AA}$ ) a K-ionrádiusánál ( $1,33 \text{ \AA}$ ) lényegesen kisebb, viszont a töltése meg nagyobb, ezért a TOT-réteggkomplexumok a merevcsillámokban közelebb vannak egymáshoz (rövidül az elemi cella c-paramétere); ez a kristálykémiailag jellemző magyarázata annak, hogy a merevcsillámok hasadási lemezkéi törékenyek (innen a merevcsillám elnevezés), ellentétben a valódi csillámok jól ismert hajlékony lemezes kristályáival. A pomázi clintonitban a rétegek közötti kationpozíciót teljes egészében kalcium tölti be, más elemek, mint pl. kálium vagy nátrium nincsenek jelen kimutatható mennyiségben (II. táblázat).

Most vizsgáljuk meg a TOT-réteggkomplexum oktaédes rétegét! Mivel a clintonit trioktaédes csillám, ezért az egy képlet egységre (más szóval fél elemi cellára) eső három oktaédes kationpozíció mindegyike be van töltve, mégpedig ideális esetben két Mg- és egy Al-ionnal. Nagyon gyakori azonban a Fe kisebb-

(1976) által a sondrio mintára közölt értékekkel, a relatív intenzitásokban azonban különbségek észlelhetők. A pomázi clintonit általában alacsony intenzitásértékei feltehetően abból származnak, hogy a mintatartóban a csillámlemezek orientálatlan helyezkedtek el. A nagyon korlátozott anyagmennyiség miatt sajnos nem lehetett megfelelő mennyiségű pomrintát készíteni, s így a jelentősebb orientációt elkerülni. A röntgen-pordiffrakciós felvétel adataiból, a HOLLAND & REDFERN (1997) által szerkesztett UnitCell program segítségével kiszámítottuk a pomázi clintonit rácsállandóit és elemi cellájának térfogatát is:  $a = 5,22(7) \text{ \AA}$ ;  $b = 9,02(6) \text{ \AA}$ ;  $c = 9,71(3) \text{ \AA}$ ;  $\beta = 100,4(6)^\circ$ ;  $V = 449,8(7) \text{ \AA}^3$ .

I. táblázat. A pomázi és a sondrioi (Olaszország) clintonit röntgen-pordiffrakciós adatai  
 Table I X-ray powder diffraction data of clintonite from Pomáz, Hungary and from Sondrio, Italy

Clintonit – Pomáz, Salabasina-árok (elemző: Margiticsné Sipótz É.)			Clintonit – Sondrio, Olaszország (BUCHER-NÜRMINEN 1976)		
Clintonite – Salabasina Gulch, Pomáz, Hungary (Analyst: É. Margitics-Sipótz)			Clintonite – Sondrio, Italy (BUCHER-NÜRMINEN 1976)		
Csúcs/Fe ak	d [Å]	I <sub>rel</sub>	d [Å]	I <sub>rel</sub>	hkl
1	9,49	9	9,61	80	001
2	4,85	8	4,80	7	002
3	3,81	1			
4	3,55	3	3,55	10	112
5	3,28	4	3,29	12	022
6	3,21	100	3,23	100	003
7	3,04	3	3,04	10	112
8	2,82	3	2,82	7	113
9	2,61	2	2,61	5	023
10	2,56	9	2,56	25	131, 200
11	2,44	2	2,44	8	– 131
12	2,37	1	2,37	6	132, 201
13	2,20	2	2,19	8	– 041
14	2,11	6	2,11	20	133, 202
15	1,928	20	1,930	70	– 005
16	1,847	1	1,848	5	134, 142, 043
17	1,689	1	1,690	6	T51, 240, 134
18	1,617	5	1,617	20	T35, 106, 204
19	1,606	7	1,608	40	– 006

nagyobb mértékű beépülése is, mint az a pomázi clintonit esetében is megfigyelhető. Sajnos elektronsugaras mikroanalízissel nem különíthetők el a Fe különböző vegyértékű formái. FORMAN et al. (1967b) szerint relatív mennyiségükről még az ásvány színe sem árulkodik, mivel mind a barna, mind pedig a zöld változatban is általában  $\text{Fe}^{3+} > \text{Fe}^{2+}$ . Ennek ellentmondani látszanak DANA (1892) által a zöld clintonitra (xantofillitre) közölt elemzési adatok. Mért adatok híján a pomázi clintonit esetében kétvegyértékű vas jelenlétével számoltunk. A minta kis össz-vastartalma miatt a vegyértékválasztás az ásvány képletét csak a mérési hiba tartományában (0,01) befolyásolja.

Feltűnő és a filloszilikátok körében rendkívülinek mondható a clintonitnál a tetraéderez pozícióban az Al  $\rightarrow$  Si helyettesítés mértéke, amely ideális esetben Al:Si = 3:1. A természetben ilyen mértékű helyettesítés nem valósul meg; ott ez az arány 2,9:1,1 és 2,6:1,4 között változik (MACKINNEY et al. 1988), míg szintetikus clintonitokban a helyettesítés szélső értékei 3,4:0,6  $\rightarrow$  2,6:1,4 (OLESEK 1975). FORMAN (1951) a világ több lelőhelyéről származó clintonit-elemzéseket figyelembe véve úgy vélte, hogy a természetben előforduló ásványokban az „ideális” helyettesítés mértéke 2,8:1,2. Ez pontosan megegyezik a pomázi mintákra kapott eredmények átlagával (I. a II. táblázatot). FORMAN (1951) megfigyelésének az a valószínű magyarázata, hogy a Si = 1,15–1,2 apke (apke = atom per képlet-egység) összetételű clintonitoknak a legmagasabb a termikus stabilitásuk (OLESEK & SEIFERT 1976).

II. táblázat. A pomázi clintonit kémiai összetétele tömegszázalékban és a belőlük 11 oxigénre számolt kationszámok. Azonos szemcséről készült három elemzés. Elemző: TÖRÖK K.

Table II Chemical compositions of Pomáz clintonite in weight per cent, and the cation numbers calculated for 11 oxygens. Three data sets measured on the same grain. Analyst: K. TÖRÖK.

	(1)	(2)	(3)
SiO <sub>2</sub>	17,35	17,02	17,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	44,13	43,29	42,69
FeO*	2,19	2,24	3,62
CaO	13,63	13,89	13,54
MgO	20,38	20,15	19,65
H <sub>2</sub> O	n.d.	n.d.	n.d.
összesen	97,68	96,59	96,80

Kationszámok 11 oxigénre  
Number of cations per 11 oxygens

Si	1,20	1,19	1,21
Al <sup>IV</sup>	2,80	2,81	2,79
<b>ΣT</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>	<b>4,00</b>
Al <sup>VI</sup>	0,79	0,76	0,74
Fe <sup>2+</sup>	0,13	0,13	0,21
Mg	2,10	2,10	2,05
<b>ΣM</b>	<b>3,02</b>	<b>2,99</b>	<b>3,00</b>
Ca	1,01	1,04	1,02

\* Összes Fe mint FeO – Total Fe as FeO

tetraéderez gyűrűk trigonális elrendeződést vesznek fel).

A valódi csillámok szerkezetében észlelt rotációs szögek az 1,4–11,0°-os tartományban mozognak a trioktaéderez csillámok esetében, míg 6,0–19,1° a dioktaéderez csillámoknál (BAILEY 1984b). Merevcsillámok esetében az α rotációs szög az előző értékeknél általában nagyobb, mivel ezeknél az ásványoknál nagyobb mértékű az Al helyettesítése a tetraéderez rétegben.

Az α-szöget kristályszerkezeti vizsgálattal közvetlenül mérni lehet, de értékére különféle számítási eljárásokkal is következtethetünk. Egy ilyen számítási eljárás dolgozott ki RADOSLOVICH & NORRISH (1962), akik az α-t a következő képlettel számolták:

$$\alpha = \arccos[b/(9,051 + 0,254X)],$$

ahol X a képletegységre eső, tetraéderez koordinációjú Al-atomok száma. A b-értéket angstromban kell megadni, s így az α-szöget fokban kapjuk meg.

A fenti képlet használatával a pomázi clintonitra kiszámítottuk a tetraéderrotációs α szögét. A számításához használt paraméterek: X = 2,8, amelyet a II. táblázatban közölt három elemzés átlagából vettünk, míg b = 9,02 Å. Az értékeket behelyettesítve az α-ra 22,49°-ot kaptunk. Ez az eredmény jó egyezést mutat TAKÉUCHI (1966) adatával, aki a rotációs szög értékét kb. 23°-nak adta meg a clintonit (xantofillit) szerkezetvizsgálatáról szóló cikkében.

### A tetraéderez réteg torzulása

A csillámok tetraéderez rétegében a tetraéderek hatos gyűrűket alkotnak. Ideális esetben a szomszédos tetraéderek megfelelő élei egymással 120°-os szöget zárnak be.

Ahhoz, hogy a tetraéderez (T) és az oktaéderez (O) rétegek ki tudják alakítani a TOT-réteggkomplexumot, laterális méreteiknek meg kell egyezniük. A csillámok többségében a tetraéderez réteg laterális mérete nagyobb az oktaéderez rétegénél, ami annak köszönhető, hogy a tetraéderez rétegben a Si-ot több-kevesebb Al, esetleg Fe<sup>3+</sup> helyettesíti, mely utóbbiak ionsugara nagyobb a szilíciuménál. Ezt a méretkülönbséget viszonylag könnyű kiegyenlíteni, azaz a tetraéderez réteg laterális méretét csökkenteni azáltal, hogy a (001) síkban a szomszédos tetraéderek egymással ellentétes irányban rotációt végeznek. A tetraéderek rotációs szögét α-val jelöljük (az α-szög értelmezését lásd a 3. ábrán), melynek elméleti maximuma 30° (ekkor a hexagonális elrendeződésű

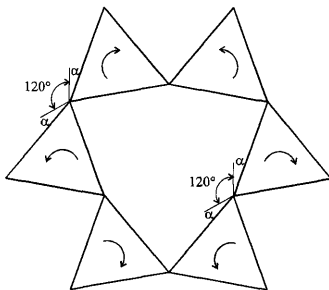
### A clintonit politípusa

A természetben előforduló clintonitoknak eddig négy politípusát ( $1M$ ,  $2M_1$ ,  $3T$  és  $1Md$ ) figyelték meg (BAILEY 1984a; MAC KINNEY et al. 1988). Ezek közül az  $1M$  és  $1Md$  gyakorinak, a  $2M_1$  és  $3T$  ritkának bizonyult.

A politípus meghatározásához bizonyos következtetéseket az optikai vizsgálatokból is levonhatunk. Első megközelítésben az tisztázandó, hogy a réteghalmozódás rendezett-e vagy sem. A rendezetlenséget jelzi, ha a kristály apró, kettőstörő centrumok mozaikjából épül fel, vagy ha közelítőleg optikailag egytengelyű (azaz  $2V \approx 0^\circ$ ) az ásvány. Ezek egyike sem áll fenn a pomázi minta esetére, vagyis rendezett réteghalmozódással számolhatunk. Az optikai tengelysík (O. T. S.) orientációjából DEER et al. (1962) az ásvány politípusára következtet, azaz  $1M$  esetében az O. T. S.  $\parallel \{010\}$ , míg  $2M_1$  politípusnál az O. T. S.  $\perp \{010\}$ . Eszerint a pomázi minta az  $1M$  politípusba tartozik. Ez azonban pusztán spekuláció, a kérdés eldöntéséhez szerkezetvizsgálatra lenne szükség.

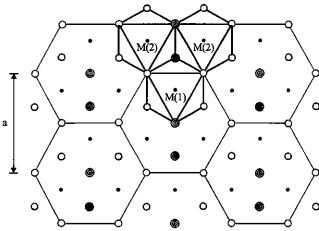
DÓDONY I. (szóbeli közlés) transzmissziós elektronmikroszkópos (TEM) vizsgálatok alapján a pomázi clintonitra  $3T$  politípust adott meg. A clintonit- $3T$ -t az amerikai Amityből (New York állam) írták le. Ez a meghatározás azonban MAC KINNEY et al. (1988) szerint téves, mivel Amityben sok  $1M$  kristály ikresedett a (001) hasadási síkra merőleges tengely körüli  $120^\circ$ -os rotációval<sup>1</sup>. Az ilyen ikresedés pedig „extra” foltokat okoz a precessziós felvételeken, s ez látszólagos háromrétegű periodicitást ( $3T$  politípust) eredményez, persze főleg akkor, ha az ikertagok mérete (más szóval az ikertagokat felépítő TOT-komplexumok száma) nagyjából azonos. Végeredményben Amityben az összes clintonit az  $1Md$  vagy az  $1M$  politípusba tartozik. Más lelőhelyről ismereteim szerint clintonit- $3T$ -t még nem írtak le, így ezen clintonit-politípus létezését meg kell kérdőjeleznünk. A pomázi minta esetében mindenesetre kérdésként felmerül, hogy az elektron-diffrakciós felvétel által adott  $3T$  politípus vajon a clintonit valódi, vagy esetleg csak látszólagos politípusa-e.

Csillámok politípusának meghatározására bizonyos esetekben a röntgen-pordiffrakciós felvételek is felhasználhatók. Rendezetlen réteghalmozódású mintákra a vonalszegény felvétel jellemző. Rendezett mintákról készült vonalgazdag felvételek esetén leginkább a hkl-reflexiók vannak segítségünkre a politípus meghatározásában. Trioktaéderes összetételek esetén a porfelvételek kevésbé diagnosztikusak, mivel az  $1M$  és  $3T$ , ill. a  $2M_2$  és  $6H$  politípusok felvételei megegyeznek. Dioktaéderes csillámokban az üres oktaéderes pozíciók és az oktaéderes kationok magasabb töltése ( $3+$ ) azonban torzítják ezeket a szerkezeteket és lehetővé teszik, hogy a pordiffraktogramok egymagukban elégségesek legyenek a politípus meghatározásához.



3. ábra. Az a rotációs szög értelmezése a csillám-szerkezet tetraéderes rétegében

Fig. 3 Interpretation of a rotation angle in the tetrahedral sheet of mica structure



4. ábra. Az M(1) és M(2) oktaéderes pozíciók elhelyezkedése a csillámok 2:1 típusú réteg-komplexumában (BAILEY 1984b után, egyszerűsítve). Üres körök: a felső tetraéderes réteg apikális oxigénjei, melyek hatszöges gyűrűt folytonos vonalak jelzik. Pontozott körök: az alsó tetraéderes réteg apikális oxigénjei. Dupla körök: centrális OH-csoportok. Fekete pontok: oktaéderes kationok

Fig. 4 Location of M(1) and M(2) octahedral sites in the 2:1 layers of micas (after BAILEY 1984b, simplified). Open circles represent apical oxygens of attached upper tetrahedral sheet, with its hexagonal rings indicated by bold lines. Shaded circles represent apical oxygens of attached lower tetrahedral sheet. Double circles represent central OH groups. Solid circles represent octahedral cations

clintonit csúcsait is az 1M politípusnak megfelelően indexeltük le (l. az I. táblázatot). Mindezek alapján a pomázi clintonit politípusának meghatározásához a jövőben további szerkezeti vizsgálatokra lesz szükség.

### A clintonit genetikája

A clintonit jellemzően metasomatózissal kísért kontakt metamorfózis hatására alakul ki különféle magmatestek körüli karbonátos mellékkőzetben. A világon eddig leírt előfordulásainak nagy része ilyen földtani környezetben található (III. táblázat). Ez alól talán csak két kivétel van: az Urál-hegységi Ahmatovszkban (Oroszország) kloritpalában jelenik meg (DANA 1892; FORMAN et al. 1967b), míg a montanai Tobacco Root hegységben (USA) szerpentiniben fordul elő a clintonit (STEVENSON & BECK 1965).

A clintonit meglehetősen ritka ásvány, annak ellenére, hogy viszonylag széles P-T tartományban stabilis. A legstabilabb clintonitban – mint azt a kristálykémiai részben jeleztük – az egy képlet egységre jutó négy tetraéderes pozícióban az Al:Si arány 2,8:1,2; ennek az összetételnek megfelelő felső termikus stabilitási határ 2 kbar-nál 890 °C. A természetes clintonitok képződésének jellemző feltételei:  $T = 600\text{--}800\text{ °C}$ ,  $P_{\text{tot}} > 300\text{ bar}$  és  $X_{\text{CO}_2} \approx 0,1\text{--}0,3$  (OLESCH & SEIFERT 1976).

A clintonit – bár trioktaéderes csillám – oktaéderes rétegének összetétele még elméletileg sem homogén ( $\text{Mg}_2\text{Al}$ ), így elvileg számítani lehetne arra, hogy a dioktaéderes csillámokhoz hasonlóan oktaéderes rétege eléggé torzult ahhoz, hogy politípusainak pordiffrakciós felvételei diagnosztikusak legyenek. Ezt a feltételezést azonban erősen megkérdőjelezi JOSWIG & TAKÉUCHI (in GUGGENHEIM 1984) vizsgálati adatai, akik szerint a clintonit oktaéderes rétegében az Al és Mg rendezetlenül oszlik el a nagyobb méretű, *trans* orientációjú M(1) és a kisebb méretű, *cis* orientációjú M(2) oktaéderes pozíciók között (4. ábra). Ez a fajta rendezetlenség előre vetíti azt a feltételezést, hogy a röntgenpordiffrakciós felvételek egymagukban a clintonit esetében sem elegendőek az 1M és 3T politípusok megkülönböztetéséhez.

Végezetül meg kell említeni, hogy a szakirodalomban csak az 1M politípusról állnak rendelkezésre röntgenpordiffrakciós felvételek, így a pomázi

## III. táblázat. Néhány kontakt metamorf clintonit-előfordulás kőzettani viszonyai

Table III Petrological characters of some contact metamorphic clintonite occurrences

Magmás test <i>Magmatic body</i>	Mellékkőzet <i>Wall rock</i>	Leőhely <i>Locality</i>	Irodalom <i>Reference</i>
diorit <i>diorite</i>	dolomitos mészkő <i>dolomitic limestone</i>	Adamello-hegy, Olaszo. (Italy)	SANERO 1940
gabbró <i>gabbro</i>	mészkő <i>limestone</i>	Monzoni-hegy, Olaszo. (Italy)	FORMAN et al. 1967a
gránit <i>granite</i>	mészkő <i>limestone</i>	Sondrio, Olaszo. (Italy)	BUCHER- NURMINEN 1976
diorit <i>diorite</i>	mészkő <i>limestone</i>	Zlatoust, Ural, Oroszo. (Russia)	FORMAN et al. 1967a
kvarcdiorit <i>quartz diorite</i>	mészkő <i>limestone</i>	Chichibu, Japán	HARADA et al. 1965
gránit <i>granite</i>	dolomit <i>dolostone</i>	Butte, Montana, USA	FELTS 1947
granodiorit <i>granodiorite</i>	mészkő (xenolitban is!) <i>limestone (also in xenolith)</i>	Helena, Montana, USA	KNOPF 1953 KNOPF & LEE 1957 RICE 1979
gránit vagy szienit <i>granite or syenite</i>	mészkő <i>limestone</i>	Amity, New York, USA	FORMAN et al. 1967a
kvarcmonzonit- porfír <i>quartz monzonite porphyry</i>	magnéziumos mészkő <i>magnesian limestone</i>	Crestmore, Kalifornia, USA	BURNHAM 1959

A clintonit ritkaságának oka tehát nem a szűk stabilitási mezejében, hanem a következőkben keresendő:

(1) Képződéséhez magas  $Al_2O_3$ -, de alacsony  $SiO_2$ -tartalomra van szükség, mivel a clintonit nem lehet koegzisztens a kvarccal. A legtöbb esetben azonban az  $Al_2O_3$ -ban gazdag környezetek egyben  $SiO_2$ -ben is gazdagok, s így nem képződhet clintonit, hacsak nem változik meg a rendszer összetétele, például metasomatikus  $Al_2O_3$ -beáramlás útján.

(2) Megemelkedett fluidumnyomáson a clintonitok csak meglehetősen alacsony  $X_{CO_2}$  (koegzisztens gázfázis) értékei mellett lehetnek jelen. Mészkövek regionális metamorfózisakor tehát azért nem képződhet, mert ott magas az  $X_{CO_2}$ . A kontakt metamorfózis esetében a karbonátos kőzet  $CO_2$ -gazdag gázfázisát felhígíthatja a metasomatikus beáramló  $H_2O$ -gazdag oldat, s így a clintonit stabilizálódik.

Összefoglalva tehát: a clintonit képződésének nem a fluidumnyomás vagy a hőmérséklet a kritikus paramétere, hanem a kőzet és a koegzisztens gázfázis összetétele (OLESCH & SEIFERT 1976).

Mindezek után a pomázi clintonitot is kontakt metamorf eredetűnek kell tekintenünk. Kérdésként csak az merülhet fel, hogy honnan kerülhettek a Salabasina-árok recens torlataiba a clintonit-táblácskák? A Visegrádi-hegység (déli rész) petrográfiai viszonyainak ismeretében erre egyedüli magyarázatként az andezitekben és tufáikban lévő Ca-szilikátos xenolitok lehetnek a forrásközetek. Ennek bizonyítékaként a közeli Klanác-hegy (lásd az 1. ábrát) andezit-tufájából előkerült egy diopszidos kőzetzárvány, melyben az uralkodó diopszid mellett a clintonit is megfigyelhető volt.

## Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki GYOMBOLA Gábor budapesti ásványgyűjtőnek, aki az első magyarországi clintonitokat megtalálta, és a vizsgálatokhoz mintákat bocsátott a rendelkezésemre. Az elektron-mikroszondás elemzésekért TÖRÖK Kálmánnak (ELTE Ásványtani Tanszék), a röntgen-pordiffrakciós felvételért MARGITICSNÉ SIPÓTZ Évának (MOL Rt., Budapest) tartozom köszönettel. Az optikai vizsgálatok elvégzéséhez MÁDAI Ferenc (Miskolci Egyetem, Ásvány- és Kőzettani Tanszék) nyújtott segítséget, míg a pásztázó elektronmikroszkópos felvétel KOVÁCS Árpád (Miskolci Egyetem, Fém-tani Tanszék) munkája. Szeretném még megköszönni SZAKÁLL Sándornak (Miskolci Egyetem, Ásvány- és Kőzettani Tanszék) munkámhoz nyújtott sokirányú támogatását. Végül, de nem utolsó sorban a cikk lektorainak, VICZIÁN Istvánnak (Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest) és WEISZBURG Tamásnak (Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest) köszönöm meg a kézirat elolvasása során tett sok hasznos észrevételét.

### végjegyzet

<sup>1</sup>Ha a csillámban gyakoriak a véletlenszerű réteghalmazódási hibák, akkor rendezetlen szerkezetről beszélünk. Viszont ha egy rendezett blokkban egyetlen halmazódási hiba fordul elő, akkor ikerkristállyal állunk szemben, melynek összenövési síkja a (001).

## Irodalom – References

- BAILEY, S. W. 1984a: Classification and structures of the micas. – In: BAILEY, S. W. (Ed.): *Micas. Reviews in Mineralogy* 13, 1–12.
- BAILEY, S. W. 1984b: Crystal chemistry of the true micas. – In: BAILEY, S. W. (Ed.): *Micas. Reviews in Mineralogy* 13, 13–60.
- BUCHER-NURMINEN, K. 1976: Occurrence and chemistry of xanthophyllite in roof pendants of the Bergell granite, Sondrio, Northern Italy. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 56, 413–426.
- BURNHAM, C. W. 1959: Contact metamorphism of magnesian limestones at Crestmore, California. – *Bulletin of the Geological Society of America* 70, 879–920.
- DANA, E. S. 1892: The system of mineralogy of James Dwight Dana. – 6th Edition. John Wiley & Sons, New York, 1134 p.
- DEER, W. A., HOWE, R. A. & ZUSMANN, J. 1962: Rock-forming minerals. 3: Sheet silicates. – Longmans, London, 270 p.
- FELTS, W. M. 1947: Xanthophyllite near Butte, Montana [abstract]. – *Bulletin of the Geological Society of America* 58, p. 1179.
- FORMAN, S. A. 1951: Xanthophyllite. – *American Mineralogist* 36, 450–457.
- FORMAN, S. A., KODAMA, H. & MAXWELL, J. A. 1967a: The trioctahedral brittle micas. – *American Mineralogist* 52, 1122–1128.
- FORMAN, S. A., KODAMA, H. & ABBEY, S. 1967b: A re-examination of xanthophyllite (clintonite) from the type locality. – *Canadian Mineralogist* 9, 25–30.
- GUGGENHEIM, S. 1984: The brittle micas. – In: BAILEY, S. W. (Ed.): *Micas. Reviews in Mineralogy* 13, 61–104.
- HARADA, K., KODAMA, H. & SUDO, T. 1965: New mineralogical data for xanthophyllite from Japan. – *Canadian Mineralogist* 8, 255–262.
- HOLLAND, T. J. B. & REDFERN, S. A. T. 1997: Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. – *Mineralogical Magazine* 61, 65–77.
- KNOPF, A. 1953: Clintonite as a contact-metasomatic product of the Boulder Batholith, Montana. – *American Mineralogist* 38, 1113–1117.



- KNOFF, A. & LEE, D. E. 1957: Fassaite from near Helena, Montana. – *American Mineralogist* **42**, 73–77.
- KORBEL, P. & NOVÁK, M. 1999: Encyklopedie minerálů – Rebo Productions, Čestice, 296 p.
- MACKINNEY, J. A., MORA, C. I. & BAILEY, S. W. 1988: Structure and crystal chemistry of clintonite. – *American Mineralogist* **73**, 365–375.
- OLESCH, M. 1975: Synthesis and solid solubility of trioctahedral brittle micas in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. – *American Mineralogist* **60**, 188–199.
- OLESCH, M. & SEIFERT, F. 1976: Stability and phase relations of trioctahedral calcium brittle micas (clintonite group). – *Journal of Petrology* **17**, 291–314.
- RADOSLOVICH, E. W. & NORRISH, K. 1962: The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates I. Some structural considerations. – *American Mineralogist* **47**, 599–616.
- RICE, J. M. 1979: Petrology of clintonite-bearing marbles in the Boulder aureole, Montana. – *American Mineralogist* **64**, 519–526.
- RIEDER, M., CAVAZZINI, G., D'YAKONOV, YU. S., FRANK-KAMENETSKII, V. A., GOTTARDI, G., GUGGENHEIM, S., KOVAL', P. V., MÜLLER, G., NEIVA, A. M. R., RADOSLOVICH, E. W., ROBERT, J.-L., SASSI, F. P., TAKEDA, H., WEISS, Z. & WONES, D. R. 1998: Nomenclature of the micas. – *Canadian Mineralogist* **36**, 905–912.
- SANERO, E. 1940: La struttura della xantofillite. – *Periodico Mineral. Roma* **11**, 53–77.
- STEVENSON, R. G. & BECK, C. W. 1965: Xanthophyllite from the Tobacco Root Mountains, Montana. – *American Mineralogist* **50**, 292–293.
- TAKÉUCHI, Y. 1966: Structures of brittle micas. – *Proceedings of the Thirteenth National Conference of Clays and Clay Minerals*. Pergamon Press, Oxford, London, Edinburgh, New York, Toronto, Paris, Frankfurt, 1–25.
- TSCHERMAK, G. & SÍPÓCZ, L. 1879: Die Clintonitgruppe. – *Zeitschrift für Krystallographie und Mineralogie* **3**, 496–515.
- UDUBAŞA, G., ILINCA, GH., MRINCEA, ST., SĂBĂU, G. & RĂDAN, S. 1992: Minerals in Romania: the state of the art 1991. – *Romanian Journal of Mineralogy* **75**, 1–51.
- Kézirat beérkezett: 2002. 07. 31.



## Clionidae bioerózió késő-oligocén osztrigákon (Wind-féle téglagyár, Eger)

*Bioerosion of Clionid Sponges on the Valves of Late Oligocene Oysters  
(Wind Brickyard, Eger, NE Hungary)*

DÁVID ÁRPÁD<sup>1</sup>

(3 ábra, 2 táblázat, 3 tábla)

*Tárgyszavak:* bioerózió, Clionidae, Entobia, késő-oligocén, egri, osztriga, Wind-féle téglagyár, Magyarország  
*Keywords:* bioerosion, Clionidae, Entobia, Late Oligocene, Wind Brickyard, Hungary

### Abstract

Oyster shells, bearing traces of clionid bioerosion have been collected from the limonitic, friable sandstone layer of Wind Brickyard's exposure. Using epoxy casts five *Entobia* ichnospecies were identified. These are the following: *Entobia cateniformis*, *E. geometrica*, *E. laquea*, *E. megastoma* and *E. retiformis*. All of them are stenomorphic in shape. The occurrence of A, B and C growth phases can be observed in the collected material. The B growth phase is the dominant. The *Entobia* ichnospecies refer to the upper part of the shallow sublittoral zone.

### Összefoglalás

A szerző a Wind-féle téglagyár agyagbányájának késő-oligocén korú limonitos homokkő rétegéből („k”-réteg) olyan osztriga vázmaradványokat gyűjtött, melyeken a Clionidae családba tartozó marószivacsok bioeróziós nyomai figyelhetők meg. Epoxigyanta-öntvények segítségével öt *Entobia* életnyomfajt sikerült meghatározni. Ezek a következők: *Entobia cateniformis*, *E. geometrica*, *E. laquea*, *E. megastoma*, *E. retiformis*. A marásnyomok sztenomorfak. A, B és C növekedési fázisok fordulnak elő a vizsgált anyagban. A B növekedési fázis dominál. Az *Entobia* életnyomfajok a sekély szublitális zóna felső részét jelzik.

### Bevezetés

A bioerózió kifejezés a biológiai erózió rövidített formája. Magába foglalja mindazon folyamatokat, történéseket, melyek során az élő szervezetek a kemény aljzatot pusztítják (NEUMANN 1966). Az egysejtűektől kezdve a gerincesekig, az élőlények számos csoportja végez ilyen tevékenységet a különböző tengeri és szárazföldi élőhelyeken (BROMLEY 1970).

Trópusi, szubtrópusi sekélytengeri környezetekben jelentős szerepet játszanak a meszes aljzatok pusztításában a szivacsok (Porifera) Demospongia osztályába, azon belül a Hadromerida rendbe tartozó, Clionidae családba illetve az Aka (= Siphonodictyon) nemzetségbe sorolt marószivacsok. Ezek, mint endolitikus bioerodáló szervezetek, jellegzetes morfológiájú járatrendszert alakítanak ki az aljzatban. A marószivacsok által létrehozott lakásnyomokat az *Entobia* életnyom-nemzetségbe sorolják.

<sup>1</sup>Eszterházy Károly Főiskola, Földrajz Tanszék, 3300 Eger, Leányka u. 6, e-mail: [davida@ektf.hu](mailto:davida@ektf.hu)

A marószivacsok fosszilis képviselői elsősorban életnyomaik által ismertek (I. tábla 1. kép). Ezeknek sokkal nagyobb az esélye az ősmaradvánnyá válásra, mint a kovatókból álló vázelemeiknek (SCHÖNBERG 2000).

A harmadidőszaki marószivacsokról szóló ismeretek döntő hányada olaszországi pliocén és pleisztocén képződmények vizsgálatán alapszik (BROMLEY & D'ALESSANDRO 1984, 1987). Egyes magyarországi eocén, oligocén és miocén korú ősmaradványok mészvázaiban és abráziós kavicsokban előforduló *Entobia* életnyomfajokról közölnek adatokat DÁVID és munkatársai (DÁVID et al. 2001).

Jelen dolgozatban felső-oligocén korú, a Wind-féle téglagyár agyagbányájának limonitos homokkőéből („k”-réteg) gyűjtött osztrigateknőkön előforduló *Entobia* életnyomfajok kerülnek bemutatásra.

### A vizsgált terület földtani képződményei, ősföldrajzi viszonyai

A Wind-féle téglagyár agyagbányája késő-oligocén korú képződményeket tár fel. Rétegsora az egri emelet sztratotípusa. A külszíni fejtés alsó rétegét a glaukonitos homokkő adja. Erre molluszkás agyag települ. E felett homokzsinóros agyagösszlet, majd gyengén limonitos finom, csillámos kötött homokot, szürkésbarna limonitos, palás, leveles, laza homokkővet és szürke agyagot találunk. Majd 2 m vastagságban limonitos, laza, gyengén meszes homokkő következik, igen gazdag, jó megtartású puhatestű ősmaradványokkal („k”-réteg). A régebbi szakirodalomban ennek faunája fedte az „egri fauna” fogalmát. Ezt a réteget vastag, szürke agyagmárga, kőzetlisztes agyag, keresztarétegzett, aprókavicsos durvahomok, laza, durva homokkő fedi. Ezután csökkentsósvízi rétegek következnek. A rétegsort növénymaradványos agyag, limonitos mytiluszos homok és homokkő, agyagos kavics és kőzetliszt zárja (BÁLDI 1966) (1. ábra).

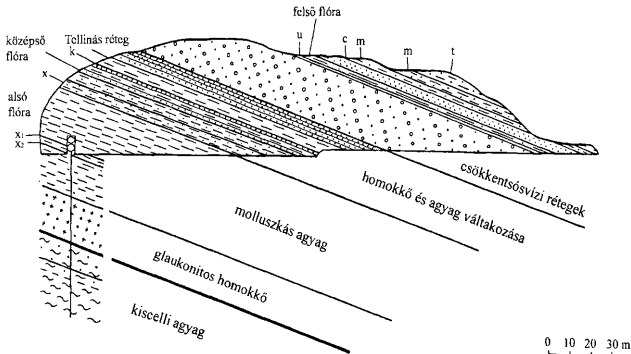
Ezek a képződmények a Középső-Paratethysben rakódtak le. A terület az egri korszak idején Szlovénián keresztül közvetlen kapcsolatban állt a Mediterráneummal. Az Erdélyi-medencén keresztül pedig a Keleti-Paratethyszel kapcsolódott össze (BÁLDI 1980).

A klíma hűvös-szubtrópusi, és különösen a késő-oligocén vége felé nedves volt (BÁLDI 1983).

A limonitos homokkő faunája a *Pitar polytropa* közösségbe tartozik. Nevét egy inbentosz kagylóról (*Pitar polytropa* ANDERSSON) kapta. A közösséget alkotó fauna a középső-egri tenger sekély szublitorális zónájában élt, finomszemű homokos aljzaton. A vízmélység nem haladta meg a 30 m-t. A tengervíz sótartalma 30‰ körül lehetett. A paleocónóvizist a litorális régió felé a *Tympanotonus*–*Pirenella* közösség határolja (BÁLDI 1967, 1973).

### Az *Entobia* életnyomnemzettség általános jellemzése

A marószivacsok növekedésük kezdeti szakaszában meszes aljzatba marják be magukat. Az aljzatban jellegzetes morfológiájú járatrendszer alakítanak ki bioeróziós tevékenységük során. Ezeket a lakásnyomokat az *Entobia* életnyomnemzettségbe sorolják (BROMLEY 1970). A szilárd, meszes aljzaton megtelepedő



1. ábra. A Wind-féle téglagyár agyagbányájának rétegsora (BÁLDI 1966 nyomán)

Fig. 1 Sequence of the Wind Brickyard (after BÁLDI 1966)

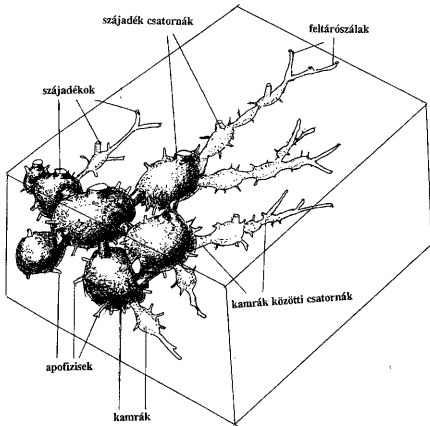
marószivacs lárvák először feltáró szálakat növesztenek az aljzatba („A” növekedési fázis). Megfelelő körülmények esetén a feltárószálak tovább hatolnak az aljzatba; kamrák, kamrákat összekötő csatornák alakulnak ki („B” és „C” növekedési fázis). A további fejlődés során nő a kamrák mérete, egyre több csatornával kapcsolódnak egymáshoz. Végül a kamrák össze is olvadhatnak. Ezáltal jelentős nagyságú terek alakulnak ki az aljzat belsejében („D” és „E” növekedési fázis) (2. ábra). Az egyes életnyomfajok elkülönítésének alapja lehet a feltárószálak hossza, mennyisége, a kamrák megléte vagy hiánya, a kamrák alakja. Az összekötő csatornákon és a kamrákon gyakran vékony szálcscsák, apofízisek figyelhetők meg. Egyes életnyomfajoknál a kamrák hiányozhatnak. A marószivacsok mélysége ritkán haladja meg az öt centimétert. A marószivacsok jelentős szerepet játszanak a partközeli, sekélytengeri, meszes aljzatok (kőzetek, mészvázak) biológiai eróziójában. Sekélytengeri, partközeli környezetre jellemzőek. A különböző marószivacs fajok 0 és 20 m közötti vízmélységben fordulhatnak elő. Egyes képviselőik zooxanthellákkal élnek szimbiózisban, ezért lakásnyomai előfordulása a fotikus övet jelzi (BROMLEY 1992; EKDALE et al. 1984; LAWRENCE 1969).

### Anyag és kutatási módszerek

A Wind-féle téglagyár agyagbányájának limonitos homokkő rétegéből („k” réteg) 473 db osztriga maradványt gyűjtöttem, egyeléses módszerrel. Ezek többsége töredék és sok közöttük a vékony héjú juvenilis egyed. A vázmaradványokat az *Ostrea cyathula* LAMARCK fajba tartozónak vélem.

21 példányon fordultak elő a Clionidae családba tartozó marószivacsok bioeróziós tevékenységének nyomai.

Az Entobiás vázmaradványokat hidrogén-peroxidos oldatban tisztítottam. Tisztítás után tizenöt héjtöredék vált alkalmassá arra, hogy belőlük epoxigyanta-



2. ábra. A Clionidae marósnomok alaktani felépítése (BROMLEY & D'ALESSANDRO 1984 nyomán)

Fig. 2 General morphological characteristics of Clionidae borings (after BROMLEY & D'ALESSANDRO 1984)

öntvényeket lehessen készíteni. Erre a marószivacsok által kialakított életnyomfajok meghatározása miatt volt szükség. Az epoxigyanta-öntvényeket Araldit AY 103 és Haerter HY 956 komponensek felhasználásával készítettem.

Az egyes életnyomfajok meghatározását sztereomikroszkóp segítségével, BROMLEY & D'ALESSANDRO (1984, 1987) tanulmányainak felhasználásával végeztem. A határozásnál a következő jellemzőket vettem figyelembe: az apertúrák mérete; a kamrák megléte vagy hiánya; a kamrák elrendezése; a kamra összekötő csatornák jellemzői; az aljzatba való behatolás mélysége. Az egyes határozóbélyegek (az apertúrák mérete, a kamrák hossza, átmérője, a kamra összekötő csatornák hossza) megméréséhez szálkeresztes optikai feltétet használtam.

### A megfigyelt *Entobia* életnyomfajok taxonómiája

*Ichnogenus Entobia* BRONN, 1837

*Entobia cateniformis* BROMLEY et D'ALESSANDRO, 1984

#### I. tábla 2. kép

1984. *Entobia cateniformis* n. isp. – BROMLEY & D'ALESSANDRO, p. 238, pl. 16, figs. 1, 3, 4, 5; pl. 17, fig. 3; pl. 27, fig. 3.

**Leírás:** Az apertúrák kicsik, átmérőjük 0,5 mm körüli, alakjuk általában ovális, eloszlásuk rendszertelen. Az apertúrák csatornáinak hossza 0,3–0,5 mm közötti. A kamrák gyengén fejlett sorokba rendeződtek. Kamrák közötti csatornák nincsenek. A kamrák, ahol azt az aljzat vastagsága lehetővé teszi két szintben fejlődtek ki. A kamrákon és a feltáró szálakon csupán elvált fordul elő egy-egy apofízis. A vizsgált anyagban csak a B és a C növekedési fázis fordul elő.

**Megjegyzések:** Az életnyomfaj kifejlődése sztenomorf. Ezt mutatja az apertúrák kis átmérője, az apertúrák csatornáinak hossza. A kamrák nem annyira megnyúltak, mint az idiomorf alakok esetében.

**Elterjedés:** elsőként a dél-olaszországi felső-pliocénből írták le. Magyarországról középső-eocén (Pusztavám, Gánt), alsó-miocén (Eger, Szarvaskő, Dédestapolcsány, Bánhorvát) és középső-miocén (Buják) képződményekben említik (DÁVID et al. 2001).

**Anyag:** Kettő osztriga jobb teknő. Az ezekből készült epoxigyanta öntvények az egeri Eszterházy Károly Főiskola Földrajz tanszékének gyűjteményében a következő leltári számokon vannak elhelyezve: J 3, W 108.

### *Entobia geometrica* BROMLEY et D'ALESSANDRO, 1984

#### II. tábla 1. kép

1984. *Entobia geometrica* n. isp. – BROMLEY & D'ALESSANDRO, p. 241, pl. 18, fig. 1; pl. 19, fig. 1; pl. 20, fig. 1; pl. 21, figs. 1, 4, 5; pl. 22, figs. 1, 2, 5.

**Leírás:** Az apertúrák átmérője 0,5 és 1,1 mm között változik. Az egyes apertúrákból kiinduló csatornák alakja általában henger alakú, de előfordulnak oldalirányban lapítottak is. A kamrák gömb alakúak, a felszín alatt, kis mélységben fejlődtek ki. A kamrák közötti csatornák keresztmetszete kör alakú. A szomszédos kamrákat csak négy-öt csatorna köti össze. A kamrák közötti csatornákon és a feltáró szálakon számos apofízis látható.

**Megjegyzés:** Sztenomorf formák. Erre utal az apertúrák viszonylag kis átmérője, az aperturális csatornák alakja, a kamrák kis átmérője, és a kamrákat összekötő csatornák kis száma.

**Elterjedés:** elsőként a dél-olaszországi középső-pliocénből írták le. Magyarországról középső-eocén (Pusztavám, Gánt), alsó-miocén (Eger, Szarvaskő, Nagyvisnyó, Dédestapolcsány, Bánhorvát) képződményekben említik (DÁVID et al. 2001).

**Anyag:** Öt osztriga jobb teknő. Az ezekből készült epoxigyanta öntvények az egeri Eszterházy Károly Főiskola Földrajz tanszékének gyűjteményében a következő leltári számokon vannak elhelyezve: W 103, W 106, W 107, E 37, EW 2. 02.

### *Entobia laquea* BROMLEY et D'ALESSANDRO, 1984

#### II. tábla 2. kép

1984. *Entobia laquea* n. isp. – BROMLEY & D'ALESSANDRO, p. 244, pl. 17, fig. 2; pl. 19, fig. 2; pl. 23, fig. 1.

**Leírás:** Az apertúrák kör alakúak és oválisak (átlagos szélességük 0,3-0,5 mm). A nyílások elrendeződésében szabályosság nem figyelhető meg. A kamrák a felszínnel párhuzamosan két szintbe rendeződtek. A kamrák 0,4-0,9 mm hosszúak, megnyúlt gömbszerű vagy piramis alakúak és rövid nyakkal kapcsolódnak össze. A kamrákon kevés apofízis található, amelyek általában villásan elágaznak.

**Megjegyzés:** Sztenomorf alakok. A kamrák alakját tekintve többségben vannak a gömbszerű, kissé lapított formák. Az apertúrák és a kamrák méretei eltérnek az idiomorf alakétól.

**Elterjedés:** elsőként a dél-olaszországi középső-pleiocénből írták le. Magyarországról alsó-miocén (Eger, Szarvaskő, Nagyvisnyó, Bánhorváti) és középső-miocén (Buják) képződményekben említik (DÁVID et al. 2001).

**Anyag:** Három osztriga jobb teknő. Az ezekből készült epoxigyanta öntvények az egri Eszterházy Károly Főiskola Földrajz tanszékének gyűjteményében a következő leltári számokon vannak elhelyezve: W 100, W 55.199/1, W 55.199/2.

### *Entobia megastoma* (FISCHER, 1868)

#### III. tábla 1. kép

1868. *Cliona megastoma* n. sp. – FISCHER, p. 165, pl. 24, figs. 2, 2a;

1984. *Entobia megastoma* FISCHER – BROMLEY & D'ALESSANDRO, p. 250, pl. 23, fig. 3; pl. 24, figs. 2, 3; pl. 26, fig. 1; pl. 27, fig. 2.

**Leírás:** Az apertúrák nagyok, általában ovális alakúak. Átlagos átmérőjük 0,8 mm. Kamrák nem alakultak ki. Hosszanti járatokból áll. A vizsgált anyagban egy, hosszú ívben elnyúló fő járat figyelhető meg. Ebből három helyen, egymástól távol ágaznak ki mellékjáratok, amelyek között nem alakultak ki összeköttetések. A járatok az aljzat felszínének közelében húzódnak. A fő járat keresztmetszete kör alakú, míg a mellékjáratoké lapított.

**Megjegyzés:** Sztenomorf kifejlődés. Ez megállapítható a járatok számából és abból, hogy nem alakult ki közöttük összeköttetés. Az idiomorf formától eltérő az apertúrák átmérője is.

**Elterjedés:** Említik a dél-olaszországi felső-pleiocén rétegekből. Magyarországról középső-eocén (Pusztavám), alsó-miocén (Eger, Nagyvisnyó, Dédestapolcsány, Bánhorváti) és középső-miocén (Buják) képződményekben említik (DÁVID et al. 2001).

**Anyag:** Egyetlen osztriga jobb teknő. Az ebből készült epoxigyanta öntvény az egri Eszterházy Károly Főiskola Földrajz tanszékének gyűjteményében a következő leltári számon van elhelyezve: EW 1. 02

### *Entobia retiformis* (STEPHENSON, 1952)

#### III. tábla 2. kép

1952. *Cliona retiformis* n. sp. – STEPHENSON, p. 51, pl. 8, figs. 1, 3;

1987. *Entobia retiformis* STEPHENSON – BROMLEY & D'ALESSANDRO, p. 391, pl. 42, figs. 1, 3; pl. 46, figs. 2, 3; pl. 49, figs. 1 – 3;

**Leírás:** Számos kamrából áll. A hosszú, elágazó feltárószálak az A növekedési fázisra utalnak. A többnyire gömb alakú kamrák egy szűk gyűrűt alkotva helyezkednek el. A gyűrűk a B növekedési fázisban két szintet alkotva helyezkednek el. Az apofízisek ritkák.

**Megjegyzés:** Sztenomorf formák. Erre utalnak a szűk gyűrűt alkotó, az átlagosnál kisebb kamrák; a ritka apofízisek és a feltűnően hosszú feltárószálak.



**Elterjedés:** Említik a dél-olaszországi középső-pliocénből. Magyarországról középső-eocén (Gánt), alsó-miocén (Eger, Szarvaskő, Nagyvisnyó, Dédestapolcsány, Bánhorváti) képződményekben említik (DÁVID et al. 2001).

**Anyag:** Négy osztriga jobb teknő. Az ezekből készült epoxigyanta öntvények az egri Eszterházy Károly Főiskola Földrajz tanszékének gyűjteményében a következő leltári számokon vannak elhelyezve: W 101, W 102, W 105, W109.

### Elemzés, értékelés

A marószivacsok számára a sekély szublitorális zónában, finomszemű, homokos aljzaton élt kistermetű, vékony osztrigák szolgáltattak szilárd, meszes aljzatot lakásnyomaik kialakításához. Az epibentosz életmódot folytató osztrigák nem alkottak padokat, elszórtan egyesével, vagy kis csoportokban heverhettek a tengerfenéken.

A gyűjtött anyagban előforduló Clionidae marásnyomok mind a jobb teknők külső részén helyezkednek el. Ez arra utal, hogy még élő osztrigák vázaira telepedtek a marószivacs lárvák.

Az I. táblázat bemutatja a lelőhely limonitos homokkővéből gyűjtött osztrigákon megfigyelt *Entobia* életnyomfajok és az osztrigateknők néhány jellemzőjét.

Az osztriga héjak vastagsága 5,7 és 1,5 mm között változott. A marásmélység szélsőértékei a következők: 2,4 és 0,5 mm. A marószivacsok a vázat egy esetben sem lyukasztották át.

A teknők felületének nagysága is jelentős szórást mutat. Ez arra utal, hogy voltak a gyűjtött anyagban juvenilis példányok és töredékek is.

I. táblázat. A Wind-féle téglagyári feltárás limonitos homokkővéből gyűjtött osztrigákon megfigyelt *Entobia* életnyomfajok és az osztrigateknők néhány jellemzője

Table I Some characteristic features of *Entobia* ichnospecies and oyster valves of the collected material

Leltári szám	Életnyomfaj	Növekedési fázis	Vastagság /mm/	Marásmélység /mm/	A teknők felülete /cm <sup>2</sup> /	Marásnyomos felület (%)
W 108	<i>E. cateniformis</i>	B	2,6	0,97	4,0	62
J 3	<i>E. cateniformis</i>	C	4,0	1,2	5,2	65
W 103	<i>E. geometrica</i>	A	3,2	0,5	8,2	12
W 106	<i>E. geometrica</i>	B	2,2	0,97	3,1	47
W 107	<i>E. geometrica</i>	B	2,6	1,5	3,6	68
E 37	<i>E. geometrica</i>	B	3,9	1,4	8,5	41
EW 2.02	<i>E. geometrica</i>	B	1,5	0,8	2,0	85
W 100	<i>E. laquea</i>	B	3,9	0,97	13,2	85
W 55.199/1	<i>E. laquea</i>	C	3,5	2,4	2,4	88
W 55.199/2	<i>E. laquea</i>	C	3,3	2,4	1,5	95
EW 1.02	<i>E. megastoma</i>	B	2,1	0,8	2,8	80
W 109	<i>E. retiformis</i>	A	5,7	0,5	5,4	25
W 101	<i>E. retiformis</i>	B	3,0	0,97	9,7	55
W 102	<i>E. retiformis</i>	B	3,7	1,4	4,8	15
W 105	<i>E. retiformis</i>	B	2,5	1,1	2,8	88

II. táblázat A Wind-féle téglagyári osztrigákon megfigyelt *Entobia* életnyomfajokat létrehozó Porifera taxonok

Table II *Porifera* taxa producing *Entobia* ichnospecies observed on the valves of oyster collected at Wind Brickyard

Életnyomfaj	Porifera taxon
<i>Entobia cateniformis</i>	<i>Cliona vermifera</i> , <i>C. vastifica</i>
<i>E. geometrica</i>	<i>C. celata</i>
<i>E. laquea</i>	<i>C. vastifica</i>
<i>E. megastoma</i>	<i>C. celata</i>
<i>E. retiformis</i>	<i>Porifera</i>

tében faj szinten lehetett meghatározni ezeket. Ugyanazt az *Entobia* életnyomfajt több marószivacs faj is kialakíthatja.

Epoxigyanta öntvények alapján öt *Entobia* ichnogenusba tartozó életnyomfajt sikerült meghatározni.

Domináns az *Entobia geometrica* és az *E. retiformis*. Az életnyomfajok nagy diverzitása és az előző mondatban említett *Entobia* ichnospeciesek dominanciája a sekély szublitóralis zóna felső részét jelzi.

Az osztrigateknők vékonysága és a belsejükben elhelyezkedő conchiolin rétegek gátolták a marószivacsokat idiomorf lakásnyomaik kialakításában. Minden esetben sztenomorf formák jöttek létre. A marósmélység sehol nem éri el az idiomorf alakokra jellemző értéket. A kamrák legtöbb esetben egy sorba rendeződtek.

A növekedési fázisokat tekintve az „A”, „B” és „C” fázisok fordulnak elő. Megoszlásukat a 3. ábra mutatja. Itt szürkével vannak jelölve a ritkán előforduló, feketével pedig a gyakori növekedési fázisok. A „ritka” és „gyakori” kategóriákat

ÉLETNYOMFAJ	NÖVEKEDÉSI FÁZISOK			
	A	B	C	D
<i>Entobia cateniformis</i>				
<i>Entobia geometrica</i>				
<i>Entobia laquea</i>				
<i>Entobia megastoma</i>				
<i>Entobia retiformis</i>				

☐ ritka (rare)    ☐ gyakori (frequent)

Amennyiben az egyes növekedési fázisokat és a vázak marásnyommal borított felületét hasonlítjuk össze, akkor azt figyelhetjük meg, hogy minél magasabb a növekedési fázis, annál nagyobb felületet borítanak a marásnyomok. A szilárd aljzat vékonysága és szerkezete miatt gyorsabb lehetett a marószivacsok vízszintes irányú bioerodáló tevékenysége.

Az egyes *Entobia* életnyomokat létrehozó szervezeteket a II. táblázat mutatja be. Négy életnyomfaj ese-

3. ábra. Az *Entobia* életnyomfajok növekedési fázisainak megoszlása a Wind-féle téglagyár limonitos homokkő rétegéből gyűjtött osztrigateknőkön

Fig. 3 Distribution of *Entobia* growth phases on the valves of oysters collected at limonitic sandstone layer of Wind Brickyard

az egyes növekedési fázisok számbeli megoszlása alapján állítottuk fel. Dominál a „B” növekedési fázis. Csupán az *E. laqueara* jellemző a „C” növekedési fázis; valamint az *E. cateniformis* esetében fordul elő. A marószivacsok egyedfejlődésének alacsony fokát inkább a szubsztrátum minősége, mintsem az üledék-képződés intenzitásának növekedése okozhatta. Az üledékképződés minimális lehetett, vagy szünetelt. A vízmozgások elég erősek lehettek ahhoz, hogy gátolják az üledék lerakódását, viszont nem tudták az aljzaton heverő osztrigateknőket elmozdítani. Így elég hosszú időt tölthettek a tengerfenéken ahhoz, hogy a marószivacsok ki tudják fejteni bioerodáló tevékenységüket.

### Irodalom – References

- BÁLDI T. 1966: Az egri felsőoligocén rétegsor és molluszka-fauna újrvizsgálata. – *Földtani Közlöny* 96, 171–194.
- BÁLDI T. 1967: A magyarországi felső-oligocén paleoönózisokról és ősföldrajzi jelentőségükről. – *Őslénytani Viták* 8, 1–6.
- BÁLDI, T. 1973: Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian) – Akadémiai Kiadó, Budapest, 511 p.
- BÁLDI T. 1980: A korai Paratethys története. (The History of the Early Paratethys). – *Földtani Közlöny* 110, 456–472.
- BÁLDI T. 1983: Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk. – Akadémiai Kiadó, Budapest 293 p.
- BROMLEY, R. G. 1970: Borings as trace fossils and *Entobia cretacea* PORTLOCK, as an Example. – In: CRIME, T. P. & HARPER, J. C. (Eds.): Trace fossils – *Geological Journal special Issues* 3, 49–90.
- BROMLEY, R. G. 1992: Bioerosion: Eating Rocks for Fun and Profit. – In: MAPLES, C. G. & WEST, R. R. (Eds): Trace Fossils. *Short Courses in Paleontology* 5, 121–129.
- BROMLEY, R. G. & D’ALESSANDRO, A. 1984: The Ichnogenus *Entobia* from the Miocene, Pliocene and Pleistocene of Southern Italy. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 90/2, 227–296.
- BROMLEY, R. G. & D’ALESSANDRO, A. 1987: Bioerosion of the Plio-Pleistocene transgression of southern Italy. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 93, 379–442.
- DÁVID, Á., BREZC, M. & HORVÁTH, J. 2001: The *Entobia* Ichnogenus in Hungarian Tertiary Formations – PaleoBios, North-American Paleontological Convention 2001, Program and Abstracts, p. 26.
- EKDALE, A. A., BROMLEY, R. G. & PEMBERTON, S. G. 1984: Ichnology: The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Publication, Tulsa, Oklahoma 108–141.
- LAWRENCE, D. R. 1969: The use of clionid sponges in paleoenvironmental analyses. – *Journal of Paleontology* 43, 539–543.
- NEUMANN, A. C. 1966: Observation on coastal erosion in Bermuda and measurements of boring rates of the sponge, *Cliona lampa*. – *Limnology and Oceanography* 11, 19–28.
- SCHÖNBERG, C. H. L. 2000: Bioeroding Sponges Common to the Central Australian Great Barrier Reef: Descriptions of three New Records, and Additions to Two Previously Described Species. – *Senckenbergiana maritima* 30 (3/6), 161–221.
- Kézirat beérkezett: 2002. 10. 22.

### Táblamagyarázat – Explanation of Plates

#### I. tábla – Plate I

1. Clionidae marószivacsok *Ostrea* teknő külső oldalán, Wind-féle téglagyár agyagbányája, „k” réteg; 10×, Lsz.: WLO. 100  
*Clionidae borings in the surface of an Ostrea valve, Wind Brickyard, "k"-layer; M: 10×, No. WLO. 100*

2. *Entobia cateniformis* BROMLEY et D'ALESSANDRO 1984 „C” növekedési fázis, epoxi öntvény, 10×, Lsz.: J 3  
*Entobia cateniformis* BROMLEY et D'ALESSANDRO 1984 growth phase “C”, epoxy cast, M: 10×, No. J 3

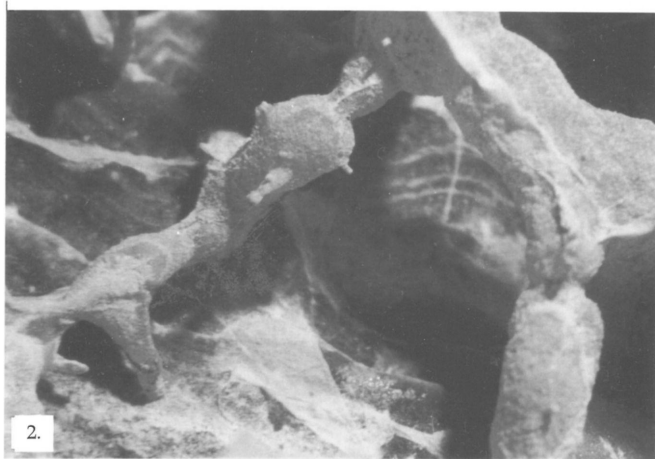
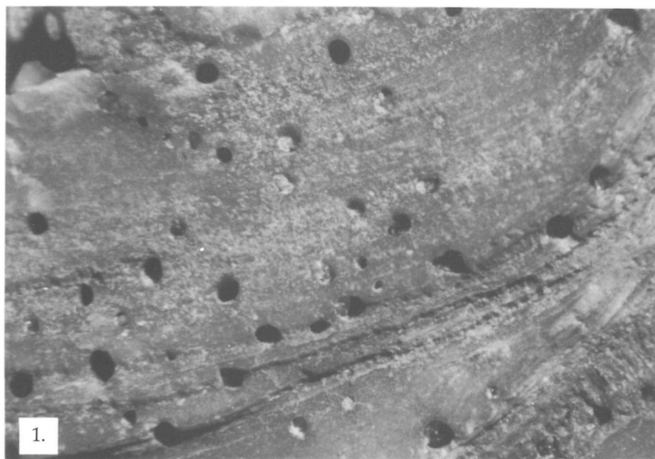
## II. tábla – Plate II

1. *Entobia geometrica* BROMLEY et D'ALESSANDRO 1984 „B” növekedési fázis, epoxi öntvény, 10×, Lsz.: E 37  
*Entobia geometrica* BROMLEY et D'ALESSANDRO 1984, growth phase “B”, epoxy cast, M: 10×, No. E 37
2. *Entobia laquea* BROMLEY et D'ALESSANDRO 1984 „B” növekedési fázis, epoxi öntvény, 10×, Lsz.: W 100  
*Entobia laquea* BROMLEY et D'ALESSANDRO 1984, growth phase “B”, epoxy cast, M: 10×, No. W 100

## III. tábla – Plate III

1. *Entobia megastoma* FISCHER, 1868 „B” növekedési fázis, epoxi öntvény, 15,6×, Lsz.: E W 1. 02  
*Entobia megastoma* FISCHER, 1868, growth phase “B”, epoxy cast, M: 15,6×, No. E W 1. 02
2. *Entobia retiformis* (STEPHENSON, 1952) „B” növekedési fázis, epoxi öntvény, 10×, Lsz.: W 105  
*Entobia retiformis* (STEPHENSON, 1952), growth phase “B”, epoxy cast, M: 10×, No. W 105

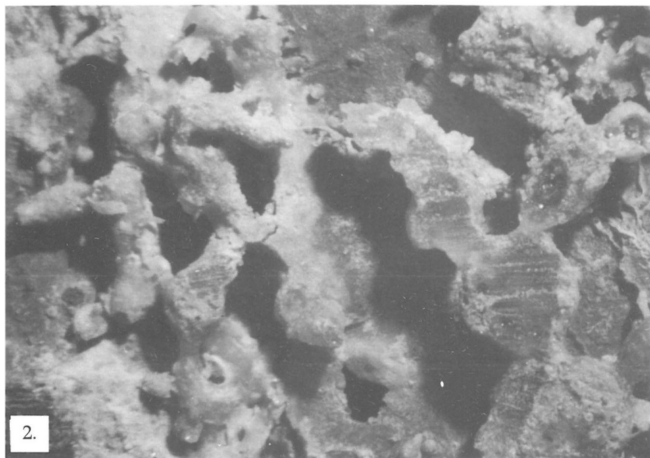
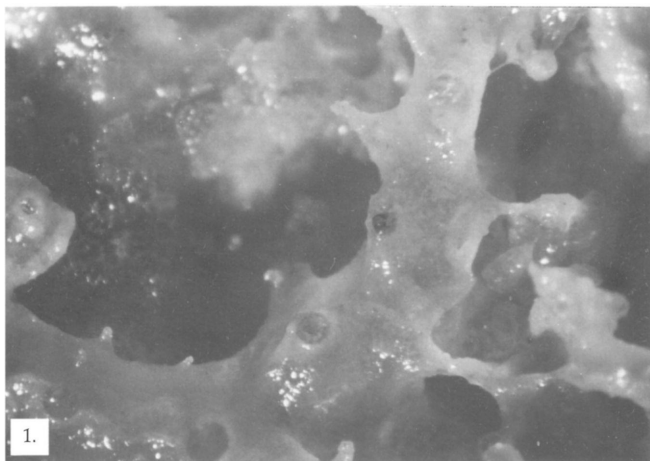
I. tábla – Plate I



## II. tábla – Plate II



III. tábla – Plate III







# A pannóniai Újfalui (Törteli) Formációban levő Algyői delta fejlődéstörténete – II.: Üledékszerkezeti jegyek az Algyői deltában

## *Depositional history of the Pannonian Algyő delta (Újfalú Formation) Part Two: Sedimentary structures in the Algyő-delta*

GEIGER János<sup>1</sup>

(15 ábra)

*Tárgyszavak: 3D modellezés, szedimentológia, üledékes fácies, üledékszerkezet, pannóniai, Algyő*  
*Keywords: 3D modelling, sedimentology, sedimentary facies, sedimentary structures, Pannonian, delta*

### Abstract

---

This paper is a continuation of a previous publication devoted to the 3D characterization of the Algyő delta (Pannonian s.l.) and it reports the interpretation of some characteristic sedimentary structures. The results which originated from this approach represent the refinement of the 3D numeric modelling (GEIGER 2003).

Within the delta plain series one of the most frequent bedding forms is cross-bedding. It suggests alternating strong currents with relatively high suspension and erosive channels, because such a development needs relatively high sediment concentration. Tabular cross bedding is definitely less characteristic in the sequences. That is, bed forms bigger than the core diameter must be quite rare in the rock series. Another consequence of this fact is that the channels were not too deep.

In sandstones, horizontal planar laminations indicate intermittently strong streams. Nevertheless, they are not too characteristic in the sedimentary facies.

In some stream periods the condition of accumulation and preservation of sandy deposits was definitely better than that of silty sediments; at least this is suggested by the flaser beddings expressing the alternation of sand laden currents and quiet water periods.

Massive (structureless) sandstones are very characteristic in crevasse splay sequences. The imbricated intraclasts could have originated from the erosion of the semi-consolidated depositional surfaces. They are also very characteristic in crevasse splay and minor mouth bar environments, as well. According to the amalgamated surfaces appearing mainly in sandstones, the internal erosive processes came about only within local areas.

The interpretations and lateral distributions of the sedimentary structures identified suggest the existence of interdistributary bays where the crevasse splays became subdeltas at a later stage. The role of channel processes must have been less characteristic.

### Összefoglalás

---

A dolgozat a pannóniai (s.l.) korú Algyői delta deltasíkja sporadikusan vett magmintái jellegzetes üledékszerkezeti jegyeiről és azok felhalmozódási dinamikai értelmezéséről számol be.

A vályús kereszttrétegződés váltakozóan erős szállítási energiával bíró, nagy szuszpenzió tartalmú áramlásokat, eróziós, de durvatörmelék nélküli medreket mutat. Képződésük nagy mennyiségű hordalékot kíván.

A táblás kereszttrétegződés elenyésző az előzőhöz képest. Ebből az következik, hogy meglehetősen ritka a kőzetmag átmérőjénél (kb. 20 cm) nagyobb mederaljzati forma.

A sík párhuzamos rétegződésű homokkövek jelenléte időnként erős lineáris áramlást mutat. Mivel ezek jelenléte igen ritka, ez a jellegzetesség nem meghatározó a sorozatban. A flázeres rétegződés azt

<sup>1</sup> SZTE Földtan és Őslénytani Tanszék, 6720 Szeged, Egyetem u. 2, email: matska@geu.u-szeged.hu

bizonyítja, hogy bizonyos kisebb energiájú áramlási időszakokban és helyeken a homok leülepedésének és megőrződésének feltételei sokkal kedvezőbbek, mint az agyagénak. Ekkor a homokot üleptető áramlások és az agyagot üleptető csendesvízi időszakok váltakoznak

A magban tömött szerkezet nélküli homokkővek deltakörnyezetekben a gátszakadási lebenyek sorozatában gyakoriak. Az imbrikált intraklasztok már konszolidált üledék erózióját mutatják, amelyek szintén a gátszakadási helyek és torkolati zátonyok jellemzői. A kis méretű víz alatti suvadások lokális lejtős üledékes térszíneket bizonyítanak, amelyek úgyszintén megerősítik mind a gátszakadási lebenyek, mind a torkolati zátonyok jelenlétét. Az összeolvadási felszínek alapján, a rétegen belüli erózió helyenként, de csak lokálisan történhetett.

Az üledékszerkezeti jegyek alapján rekonstruálható mederaljzati formák közül döntően a hullámfodrok és legfeljebb a dűne alakulatok (táblás keresztrétegződés) jöhetnek számításba. Ezek vagy nagyon mély (akár több tíz-száz méter) vagy sekély (néhány méter) vízborítást bizonyítanak. Az előbbi a bioglikáf és fauna alapján teljességgel kizárható. Végül is az üledékszerkezeti jegyek a deltasík delta ágak (hordalékelosztó) közti öbleinek (interdistributary bays) üledékképződését mutatják az összes vizsgált közettestben, ahol a gátszakadási lebenyek szubdeltává fejlődve végzik a csendes és sekély vízfelületek feltöltését.

## Bevezetés

A pannoniai (s.l.) korú „Algyői delta” deltasíkjának szedimentológiai jellegzetességeit bemutató korábbi dolgozat (GEIGER 2003) a delta három dimenziós modellezési elveinek áttekintése mellett beszámolt a delta markáns felhalmozódási üledékfáciéseiről valamint megadta a meghatározó felhalmozódási környezetek 3D geometriai és homoktartalom modelljeit.

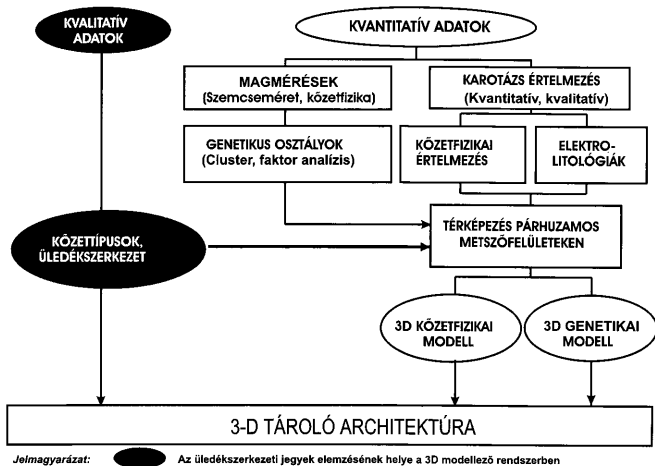
A dolgozatban említésre kerülő, az Algyői deltabeli fontosabb felhalmozódási környezetek üledékfáciái és geometriai jellegzetességeinek tárgyalása a már idézett korábbi munkában történt (GEIGER 2003). Jelen tanulmány csak ezen paleo-környezetek üledékszerkezeti jegyeinek ismertetésére és a belőlük levonható következtetésekre szorítkozik. A bemutatásra kerülő elemzéseknek a térbeli (3D) modellbe épülési helyét a 1. ábra szemlélteti.

A magfúrások kőzetanyaga fotódokumentációs adatbázisban (Picture Book, KURGYIS & KISS 1997), áll rendelkezésre.

A dolgozat az ún. Algyő-1 és Szőreg-1 üledékrítmusok közötti közel 300 m vastag összletre (2–3. ábra) jellemző üledékszerkezeti jegyek általános áttekintésével kezdődik, majd 3 kiválasztott fúrás maganyagában az üledékes rendszer helyi sajátosságairól ad „pillanatképeket”.

## Nevezéktani konvenciók néhány elsődleges üledékszerkezeti jegy leírásához

Az üledékszerkezeti jegyek leírása és genetikai alkalmazása a hazai szedimentológiában nem túl gyakori, jöllehet BALOGH & MOLNÁR (1972) jegyzete – alapvetően ALLEN (1968, 1969), BOTVINKINA (1965), CAMPBELL (1967), PETTIJOHN & POTTER (1964) valamint REINECK & WUNDERLICH (1968) munkái nyomán – kimerítő részletességgel tárgyalta ezt a vizsgálati kört. Az üledékszerkezeti jegyek hazai elemzésének első komoly alkalmazása is BALOGH (1973) nevéhez fűződik (BALOGH & MOLNÁR 1972). A valamikori Mecseki Ércbányák Vállalat geológusai szintén sikerrel alkalmazták ezt a megközelítési módot a permi törmelékes sorozat elemzésében. A medence analízis hazai elemzési módszereiben, RÉVÉSZ (1980)



1. ábra. A szöveti elemzések helye az alkalmazott 3D modellezési stratégiában

Fig. 1 The role of the interpretations of sedimentary structures in the 3D modelling strategy

valamint BÉRCZI, I. & PHILLIPS (1985), GEIGER (1986) és GEIGER et al. (1990) munkájában – de itt már az üledékes fácies fogalmában – éledt újra ez a vizsgálati irány.

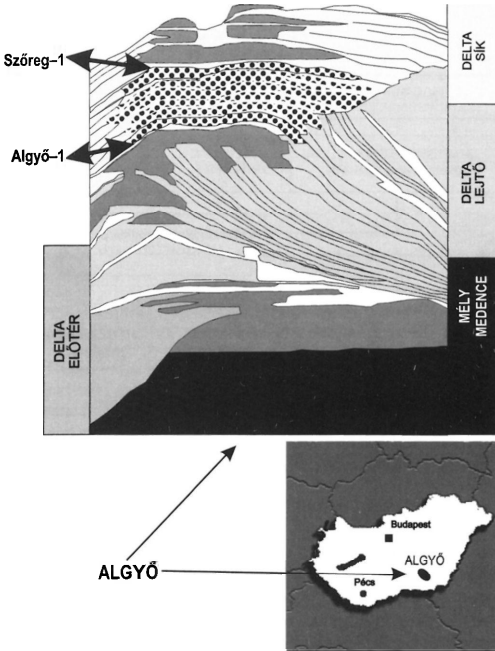
Jelen munka az alábbi nevezéktani konvenciókat használja:

A réteg és réteglemez fogalmak használata MCKEE & WEIR (1953) nyomán történik. A réteg üledékszerkezeti jegyek alapján történő informális tagolása BOGGS (1987) nyomán történt, míg a rétegződési formák (típusok) nevezéktana azonos PETTIJOHN & POTTER (1964) munkájában alkalmazottakkal. A keresztarétegződés formáinak leírása POTTER & PETTIJOHN (1977) rendszerét követi.

### A vizsgált sorozat közzetpusai

A telepekben megismert agygmárga sötétszürke színű, gyakran okker foltos. Néhol pergő jellegű, máshol pikkelyes törésű. A szénrétegek közelében színe inkább vöröses, és gyakori a csúsztási nyom is. A kőzet gyakran váltakozik finom aleurolittal. A szénrétegek közelében gyakori az agygmárga → agyagkő → szenes agyag átmenet. Gyakran tartalmaz makrofaunát.

A sorozatokban helyenként megjelenő márgák barnásszürke színűek, kemény, kagylós, szilánkos törésűek, gyakran aleurolitosak. A fedő illetve fekü kőzetek felé átmenetük rövid szakaszon belül fokozatos. Helyenként atektonikusan repezettek. A repedések kitöltése kalcit.



2. ábra. A vizsgált sorozatok helye az Algyői delta rétegtani metszetében

Fig. 2 The structural positions of the sequences tested in the geological section of the Algyő delta

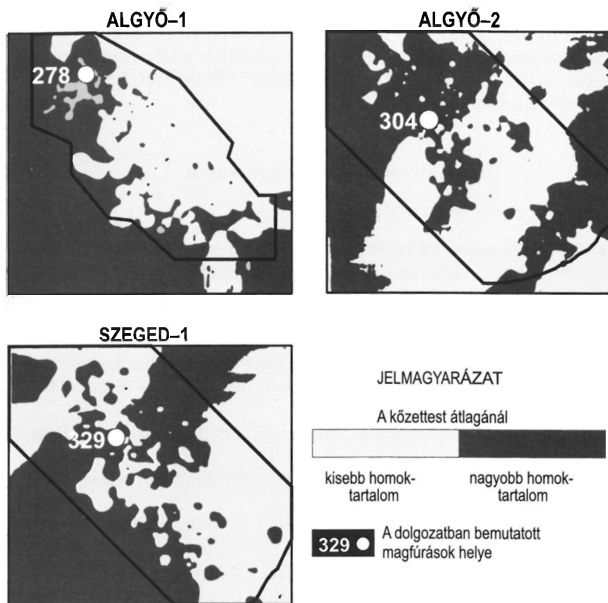
A mészmárga a márgához hasonlóan alárendelten, vékony csíkok formájában fordul elő. Sárgásszürke színű, kagylós, szilánkos törésű, kemény, gyakran aleurolit tartalmú. Átmenetei a márgához hasonlóak, gyakran tartalmaz lumasellát.

Szenes agyag a fás barnakőszén csíkok határán, illetve azokkal rétegezve jelentkezik. Átmenete szenes aleuroliton esetleg szenes homokkővön át rövid szakaszokon általában fokozatos. Gyakran tartalmaz makrofaunát, akár lumasella jelleggel is. Feketésszürke színű, közép kemény, földes, esetleg pikkelyes törésű.

A fás barnakőszén fekete színű, lemezes elválású. A lemezek sávos jellegűek, vékony huminitesedett lemezekkel. Kevés fuzit darabka is felismerhető. Néhány karna, sárgásbarna, valószínűleg kevésbé szénült növényi darabot tartalmaz. Keresztmetszetben fényes, néhol kissé agyagos jellegű, csúszási nyomokkal.

Mind a szenes agyag mind a fás barnakőszén betelepülések általában a kőzettestek, telepek ÉNy-i részére koncentrálnak úgy, hogy az egymás feletti sorozatokban (CH-telepekben) egymáson átnyúlnak DK felé (RÉVÉSZ 1980).

A finom aleurolit szürke, sötétszürke színű, szórton aprócsillámos, helyenként leveles elválású, máshol földes törésű. Makrofaunát gyakran tartalmaz. Telep (üledékritmus) tetőkhöz közeli helyzetben a szürke szín válik jellemzővé. A



3. ábra. A kulcsfúrások helye

Fig. 3 Location maps for key-wells

szenbetelepülések közelében okkerfoltos, vöröses elszíneződés, mészkonkréciók, néha humuszosság is jellemzi. Szenesedett növényi törmelékben általában gazdag. Gyakorik a rétegzetlen „homogén” szakaszok is. Fokozatos átmenettel durva aleurolitba vagy agyagmárgába mehet át, ugyanakkor éles határral finom és apróhomokkő csíkok, lencsék is rétegzethetők.

A durva aleurolit szürke, esetleg világosszürke színű. Gyakran okkerfoltos, vörös elszíneződésű, csillámos, magas finomhomok tartalmú. Néhol a finom aleurolit felé mutat átmenetet. Általában szenesedett növénymaradványos, ezek jobbra zsinórokba rendeződnek. „Rétegzetlen” szakaszok is előfordulnak, de többnyire rétegzett. A finomhomokkő és finom aleurolit felé átmenete fokozatos, ugyanakkor éles határral apróhomokkő és agyagmárga csíkokat tartalmazhat.

A finomhomokkő világosszürke, az olajos szakaszokon sárgásszürke színű, csillámos, szenesedett növénymaradványos. Leggyakrabban rétegzett. Fokozatos átmenetet képez az apróhomokkő és durva aleurolit felé. Elterjedtek a szenesedett növénymaradványokkal és csillámzsinórral laminált szakaszok. Igen gyakori a finomhomokkő, durva aleurolit és finom aleurolit réteglemezek váltakozása. A kőzet igen gyakran laza.

Az apróhomokkő világosszürke, az olajos szakaszokon sárgásszürke, esetleg sárgás barnásszürke színű. Szenesedett növénymaradványt hintve gyakran, zsinórokba rendeződve ritkábban tartalmaz. Gyakoriak a látszólag rétegzetlen szakaszai. Fokozatos átmenettel, finomhomokkővel váltakozhat. Sokszor tagolja finom és durva aleurolit.

### Jellegzetes üledékszerkezeti jegyek

#### *Sík párhuzamos rétegződés (horizontal planar bedding)*

Az olyan belső rétegek és réteglemezek, amelyek lényegileg párhuzamosak a leülepedési felszínnel, laminált rétegződést (laminated bedding) vagy sík rétegződést (planar stratification) alkotnak.

A vonszolási szállítás alatt a homok méretű üledékben kialakult párhuzamos réteglemezeket sokféle mechanizmushoz kötik.

1. Partok mocsári és hátsó mocsári környezetben olyan lemezek alakulnak ki, amelyek fordított gradációt mutatnak és a finom nehézasvány részek a lamina alján koncentrálnak (CLIFTON 1969).

2. Állandó áramlások három különböző feltétel mellett hozhatnak létre sík lemezességet:

(a) A felső áramlási környezet sík-réteg fázisa alatt (plane-bed phase of upper-flow regime condition)

(b) Alsó áramlási környezetben sekély áramlási feltételek mellett a kis reliefű áramlási fodrok (ripples) migrációja által. Ezekben a legördülő síkok (avalanche faces) hiánya meggátolja a keresztlemez képződést (MCBRIDGE et al. 1975).

(c) Olyan kis sebesség mellett, amely nem haladja meg a hullámfodor képződés kritikus sebességét, legalábbis a 0,7 mm-nél nagyobb szemcsékre (HUNTER 1977)

3. Turbidit áramlásokban a felső áramlási rezsimű szállítás fázisai hoznak létre olyan sorozatokat, amelyek a turbiditek Bouma „B” alegységét alkotják.

4. Felületi áramlások (sheet flow) sekély tengeri környezetben, vagy nagyon lassú üledékképződési arányhoz kapcsolódóan a hullámfodros formák migrációja szintén okozhat homokos üledékekben lemezességet (NEWTON 1968)

Ez a rétegződési típus igen gyakori a vizsgált sorozatban. Finom aleurolitokban a STOKES-törvény szerinti – áramlásmentes – leülepedést fejezi ki. Durva aleurolitok és homokkövek esetében a 2c, 3. és 4. pontokban megjelöltek kivételével a fenti eredetek bármelyike elképzelhető (4. ábra).

Összefoglalva a durva aleurolitokban és homokkövekben megjelenő sík párhuzamos rétegződés (lamináció) vagy parti mocsarakat és hátsó mocsarakat, vagy sekély mélységű alsó áramlási rendszereket, vagy speciális helyzetű felső áramlási rendszereket jelöl ki.

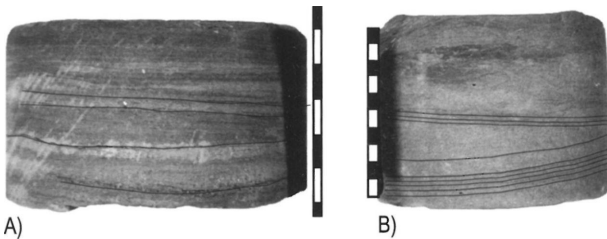
#### *Táblás keresztarétegződés (tabular cross-bedding)*

Olyan keresztarétegzett egységekből áll, amelyek laterális kiterjedése nagyobb vastagságuknál, és lényegileg sík határoló felületeik vannak. Képződése nagyobb vízmélységet kíván a vályús keresztarétegződéshez szükségesnél (5. ábra).



4. ábra. Sík párhuzamos rétegződésű sorozatok. A) Sík, párhuzamos rétegződés homokkőben, B) Felül sík, párhuzamos rétegződés. Alul vályús kereszttrétegződés durva aleurolitban, C) Felül sík, párhuzamos, alul táblás kereszttrétegződésű sorozat.

Fig. 4 Horizontal planar bedding. A= Horizontal planar bedding (lamination) in sandstone, B= Upper part: horizontal planar bedding (lamination), Lower part: through cross bedding, C= Upper part: horizontal planar lamination, Lower part: tabular cross bedding

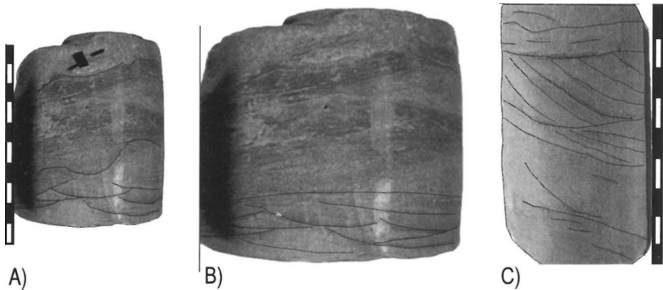


5. ábra. Táblás kereszttrétegződésű sorozatok. A) Felül táblás kereszttrétegződésű sorozat, alul sík, párhuzamos rétegződés, B) Táblás kereszttrétegződésű sorozat

Fig. 5 Tabular cross-bedding. A= Upper part: tabular cross bedding, Lower part: horizontal planar lamination, B= Tabular cross bedding

#### Vályús kereszttrétegződés (through cross-bedding)

Olyan változó energiaszintű áramlás(ok) alakítják ki, amelyek által az erős áramlási időszakban szállított mederhordalék helyi erózióval medervéseteket formálva hullámfodrokat (ripples) formál az aljzaton. Ezek a gyengébb áramlások időszakában vékony, változó megőrződési potenciálú agyagleplek alakulnak ki. Ha a szuszpendált hordalék mennyisége nagy, vagy az áramlási fodor lejtője kicsi a meder mélységéhez képest, akkor a szuszpendált szemcsék „felpárnázódnak” a lee-oldali lejtő aljában. Ez a folyamat ugyanakkor túl gyors lesz ahhoz, hogy teret adjon a legördülő üledékek növekedésének. Ilyen helyzetekben a homloklemek alsó része kifejezően fog görbülni és csak aszimptotikusan fogja megközelíteni az aljzati laminákat (BLATT et al. 1980). Így a lemez inkább érintőlegesen, mintsem szöveget bezáró lesz (6. ábra).

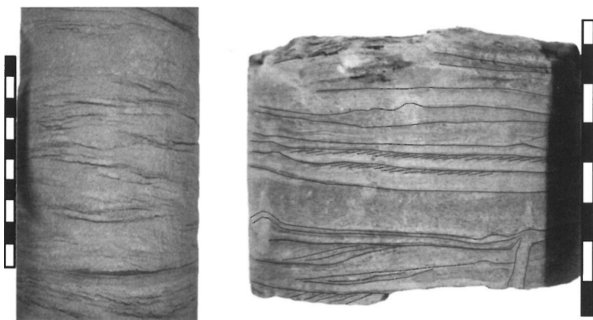


6. ábra. Vályús ferderétegződésű sorozatok. A) Felül imbrikált intraklasztok Középen bioturbáció, besüllyedt homokhullámok, majd képlékeny deformáció formálta sorozat Alul vályús keresztarétegződésű sorozat, B) Vályús keresztarétegződésű sorozat, C) Nagyméretű vályús keresztarétegződésű sorozat

Fig. 6 Through cross-bedding. A= Upper part: imbricated intraclasts, Middle part: bioturbation and a series formed by soft- Sediment deformation, Lower part: through cross bedding, B= Throug cross bedding, C= Larger scale through cross bedding.

#### Hullámfodros keresztlemezzesség (ripple cross-lamination, 7. ábra)

A hullámfodros keresztlemezzesség (ripple cross-lamination) vagy kúszó-hullámfodros lemezzesség (climbing-ripple lamination) akkor keletkezik, amikor a felhalmozódás rendkívül gyors az áramlási vagy hullámfodrok migrációjakor (MCKEE 1965; JOPLING & WALKER 1968). Keresztlaminák sorozata jön létre a migráló hullám fodrok egymásra településével. A hullám fodrok egymásra kúsznak



7. ábra. Hullámfodros keresztlamináció. A) Felül flázeres rétegződésű sorozat, alul kúszó hullámos rétegződésű (?) sorozat a kettő között összeolvadási felszín, B) Áramlási hullámfodrok sorozata

Fig. 7 Ripple cross-bedding. A= Upper part: flaser bedding, Middle part: amalgamated surface, Lower part: climbing ripples, B= Series of climbing ripples



olyan módon, hogy a függőlegesen egymásra következő lemezek gerince eltérő fázisú lesz, így mintegy előrehaladó felfelé irányuló lejtő benyomását kelti.

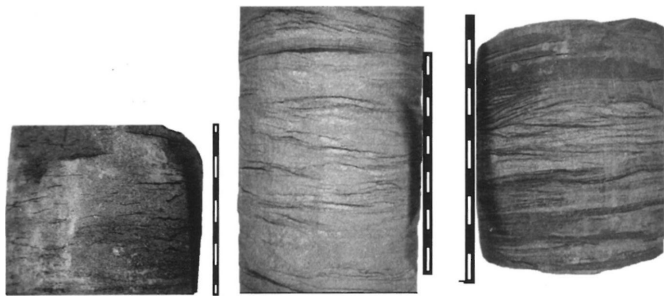
Bizonyos metszetekben a lamina vízszintes vagy vályús alakúnak tűnhet az orientáció helyzetétől és az áramlási fodor alakjától függően.

A kúszóhullámos lemezesség két típusra bontható. Az egyikben mind a lee- mind a stoss-oldal, a másikon csak a lee-oldal őrződött meg. Képződésük nagy mennyiségű hordalékot kíván, különösen szuszpenziós hordalékból, amely gyorsan eltemeti és megőrzi az eredeti áramlási fodros rétegeket.

Képződéséhez egyrészt a nagy mennyiségű hordalék utánpótlódásnak társulnia kell a megfelelő mennyiségű vonszolva szállítással ahhoz, hogy a réteget fodrosítsa. Ugyanakkor nem szabad olyan nagyknak lennie, hogy a laminákat a stoss-oldalon teljesen erodálja.

#### *Flázeres rétegződés (flaser bedding, 8. ábra)*

A flázeres rétegződés az áramlási fodros rétegződésnek (ripple bedding) olyan esete, amelyben vékony agyaglepel jelenik meg a keresztlemezek sorozatai között. Az agyag jobbra a fodrok vályújában koncentrálódik, de részben a gerinceket is fedheti. Fluktuáló hidraulikai feltételek melletti leülepedést mutat. Az áramlási aktivitás periódusai, amikor a vonszoló áramlás és a fodrozott homok leülepedése történik, váltakoznak áramlásmentes időszakokkal, amikor az agyag ülepedik le. Az ismételt áramlási aktivitás a korábban leülepedett gerincek erózióját okozza. Ez lehetővé teszi, hogy az újonnan képződött fodrozott homok betemesse és megőrizze a vályúkban levő agyaggal együtt a fodrozott réteget (REINECK & SINGH 1973). REINECK & SINGH (1973) szerint a flázeres rétegződést olyan környezet okozza, amelyben a homok leülepedésének és megőrződésének feltételei sokkal kedvezőbbek, mint az agyagénak. Az árapály síkságokon és szubtidális környezetekben a homokot üleptető áramlások és az agyagot üleptető csendesvízi időszakok váltakoznak. A deltafront környezetekben mind a hordalék utánpótlás, mind az áramlási sebesség változik.

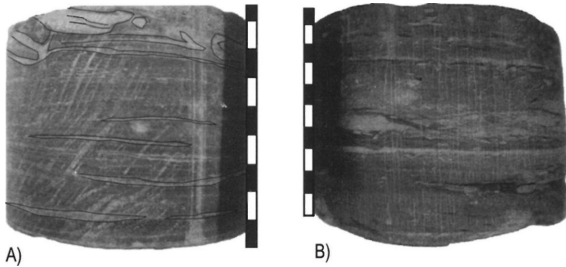


8. ábra. Flázeres rétegződés

*Fig. 8 Flaser bedding*

### Lencsés rétegződés (*lenticular bedding*, 9. ábra)

A lencsés rétegződést a belső rétegzett agyag és kúszó hullámos rétegzésű homok alkotja, amelyben a fodrok vagy homoklencsék nem folytonosak, hanem mind függőlegesen, mind vízszintesen izoláltak.



9. ábra. Lencsés rétegződés. A) Felül elnyelődött nagyobb homokhullám okozta konvolúció Alul agyagmárga és homokos durva aleurolit szaggatott lapos lencsés rétegződése, B) Bioturbáció által átdolgozott szaggatott, középen összefüggő lencsés rétegződés

Fig. 9 *Lenticular bedding*. A= Upper part: convolute bedding, Lower part: Very fine and fine sandstone lenses in argillaceous marl, B= Discrete and continuous very fine and fine sandstone lenses in argillaceous marl. Bioturbation has reworked the whole series

REINECK & SINGH (1973) szerint a lencsés rétegződés olyan környezetben fejlődik ki, amelyben az agyag leülepedésének és megőrződésének feltételei sokkal kedvezőbbek, mint a homokénak, azaz árapály síkságokon, illetve szubtidális környezetekben. Itt a homokot ülepítő áramlások és az agyagot ülepítő csendesvízi időszakok váltakoznak. Kedvező helyzetet teremtenek még a deltafront környezetek, ahol mind a hordalék utánpótlás, mind az áramlási sebesség változik. Így jellegetes ez a rétegződési típus a tavi környezetek kis delták frontjain és a sekélytengeri selfeken.

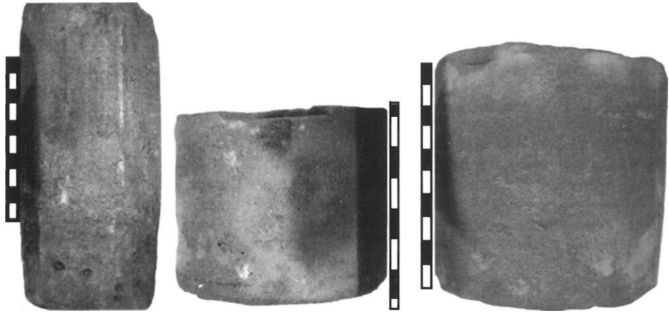
### Szerkezet nélküli homokkövek (*massive, structureless sandstones*, 10. ábra)

A tömött, szerkezet nélküli (*massive, structureless*) rétegződést olyan rétegek jellemzésére használják, amelyek vizuálisan homogénnek tűnnek, és nincs belső szerkezetük sem. Kialakulásuk oka sokféle lehet (BOGGS 1987).

– Lehet olyan másodlagos jellegzetesség, amelyet az élő szervezetek bioturbációja okozott, jóllehet a bioturbáció általában vizuálisan érzékelhető roncsolás.

– A röviddel a leülepedést követően az üledéket ért fizikai hatásra bekövetkező folyósodást sokan szintén olyan folyamatnak tekintik, amely a belső szerkezeteket lerombolhatja.

– Elsődleges jellegzetességként olyan hordalékmozgás eredménye, amelyben nem történik vonszolás és a szemcsék rendkívül gyorsan ülepednek le a szuszpenzióból vagy a gravitációs áramlási hordalék diszperziójából. Ekkor az



10. ábra. Szerkezet nélküli homokkövek

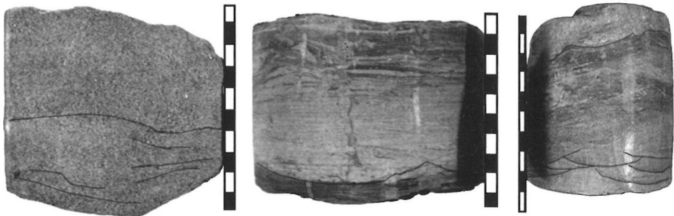
Fig. 10 Massive, structureless sandstones

üledéket a szemcsék felhalmozódása után már további átdolgozás nem éri és így többé-kevésbé homogén tömeget alkotnak.

A vizsgált sorozatban az elsődleges eredet jöhet számításba. A vonzolás nélküli szuszpenziós homokszállítás és gyors leülepedés, valamint a gravitációs sűrűségi áramlások a deltasík gátszakadási helyein (crevasse splay) alakulnak ki (KRUIT 1955, ARNDORFER 1973). Ilyen esetekben a sűrűségi áramlatok által kialakított eróziós alapú gátszakadási lebeny vastagsága néhány centimétertől 1–2 méterig terjedhet.

#### Összeolvadási és eróziós felszínek, intraklasztok

Amint arról már szó volt az egybeolvadási vagy összeolvadási felszínek (amalgamation surface) a rétegen belüli jellegzetes diszkontinuitások. A definíció lényegében „rétegen belüli eróziós felszint” jelent, ami a szállítási energia olyan gyors felerősödését (vagy ezzel együtt az áramlás irányának megváltozását is)



11. ábra. Összeolvadási és eróziós felszínek, intraklasztok. A) Összeolvadási felületek szerkezetnélküli homokkőben, B) Eróziós felszín, C) Felül imbrikált intraklasztok Középen besüllyedt bioturbáció

Fig. 11 Amalgamated and erosive surfaces, intraclasts= Amalgamation surfaces in structureless (massive) Sandstone, B= Erosive surface, C= A= Upper part: imbricated intraclasts, Middle part: bioturbation and a series formed by soft-sediment deformation, Lower part: through cross bedding

tükrözi, amely nem jár együtt a szállított hordalék méretváltozásával (11. ábra). Természetesen sok esetben eróziós rétegfelzíneket is lehet látni a sorozatban. A lokális erózióhoz tartozó jelenség még az intraklasztok jelenléte. Ezek anyaga általában finom aleurolit, agyagmárga, és a már kissé konszolidálódott felszín erózióját fejezik ki. Gátszakadási lebenyek, torkolati zátonyok üledéksorában gyakori jelenség. Az intraklasztok helyenként egyirányba dőlő ún. imbrikált elrendezésűek.

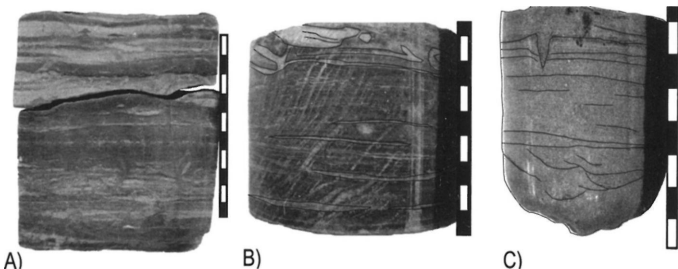
### Deformációs szerkezetek

Az üledékképződéssel egy- vagy közel egyidejű deformációk már nemcsak a réteglapokon mutatkoznak, hanem az egész réteget érintik.

Jellegzetesek közülük a terhelési szerkezetek, amelyek vélhetően részben az áramlási barázdákba rakódott homok túlsüllyedésével, részben az iszapfelszínen mozgó homokhullámok elnyelődésével alakultak ki (12. ábra).

A konvolúciók valószínűleg a homokhullámok völgyeikbe préselődésével alakultak ki. Sok esetben nem zárható ki az áramban haladó örvények szívó és vonszoló hatása sem (12. ábra).

Gyakran figyelhetők meg a víz alatti suvadások tágulási szerkezetei is, amelyek mind a torkolati zátonyok, mind a gátszakadási lebenyek környezetében jellegzetesek (12. ábra).



12. ábra. Terhelési szerkezetek, konvolúció, suvadás okozta tágulási szerkezet, A) Felül terhelési szerkezetek középen eróziós felület alul bioturbáció, B) Felül elnyelődött nagyobb homokhullám okozta konvolúció. Alul agyagmárga és homokos durva aleurolit szaggatott, lapos lencsés rétegződése, C) Felül kisméretű suvadásal kapcsolatos tágulási szerkezet. Középen vályús keresztretegződés. Alul kisméretű, láncszerű homokhullám sorozatok harántirányban

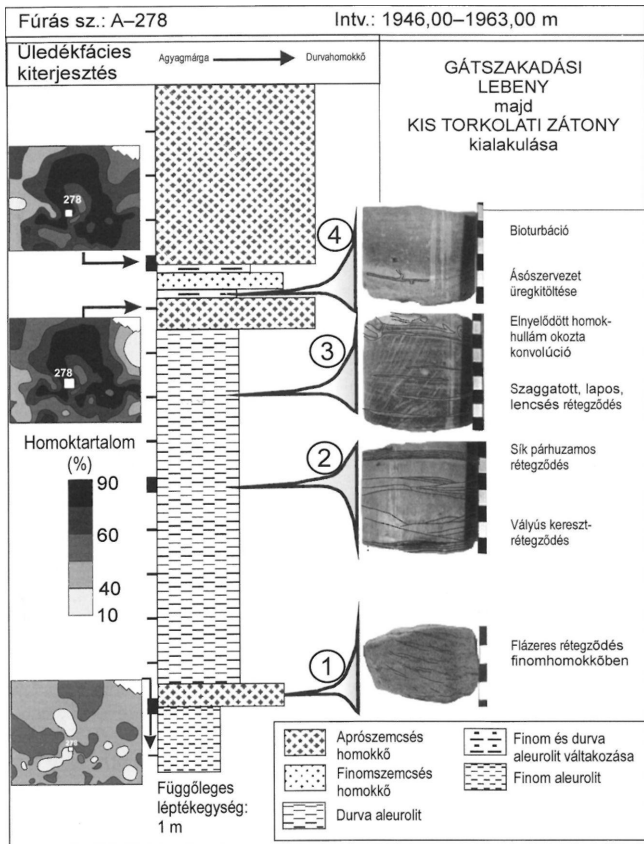
Fig. 12 Loading structures, konvolutions, and sediment injections caused by local slumping. A = Upper part: loading structures then erosive surface, Lower part: bioturbation, B = A = Upper part: convolute bedding, Lower part: Very fine and fine sandstone lenses in argillaceous marl, C = Upper part: „Expansion” structures caused by small scale slumping, Middle part: through cross bedding, Lower part: chain-like series of sand lenses

### Bioglifák

Az életnyomok részben réteglapokon részben a rétegen belül jelentkeznek. Ezeknek sokféle típusáról számol be RÉVÉSZ (1982) munkája.

### Üledékszerkezet és üledékfácies – példák

Az A-278. fúrás rétegsora (13. ábra) teljes vastagságban harántolt egy üledékritmust (2, 3. ábra, Algyő-1). A rétegsor alján megjelenő finom aleurolit



13. ábra. Üledékes fáciesek és üledékszerkezeti jegyek a 278 jelű fúrás magyagagából. Algyői delta egyik deltasík üledékritmusa.

Fig. 13 Facies interpretation and sedimentary structures of Well No. 278 from a core penetrating a sedimentary cycle of Algyő delta. Development of a crevasse splay then a minor mouth-bar sequences. 1= flaser bedding, 2= upper part: horizontal planar lamination, lower part: through cross bedding, 3= upper part: convolute lamination, lower part: sand lenses, 4= bioturbation

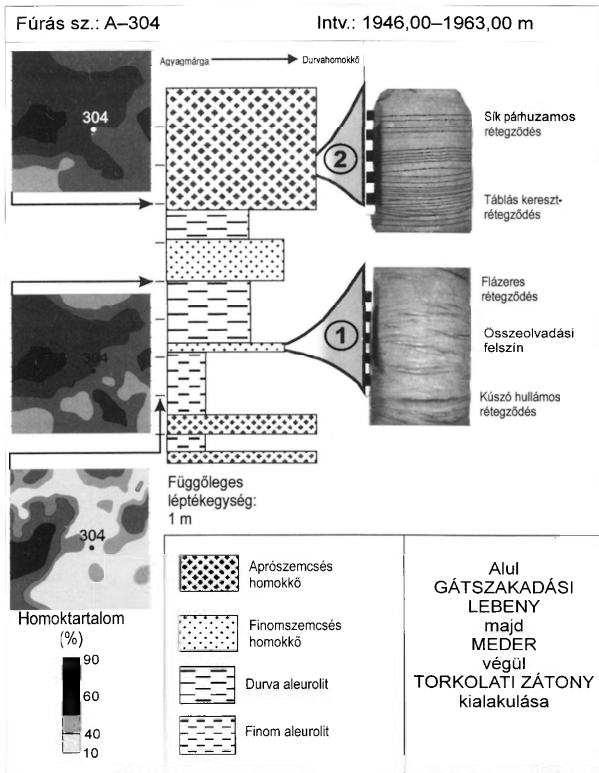
által jelzett pangóvízi környezetet egy alkalommal olyan finomhomokot szállító áramlás törte meg, amely aljzati formaként áramlási fodrokat alakított ki. Azonban az uralkodóan pangóvízi rendszer továbbra is jellemző maradt, így áramlási fodrokat betemető agyaglepel eredményeként a rendszer flázeres rétegződésben őrződött meg (13. ábra, 1).

Ezt a fluktuáló üledékképződés a finom aleurolitra települő homokos durva aleurolit esetében is jellemző maradt, jóllehet a vonzó áramlások progradáló megjelenését a rétegsor durvulása jelzi. A sorozatból kiemelt homokkő minta alsó részét vályús keresztarétegződés, felső részét sík párhuzamos rétegződésű sorozat jellemzi (13. ábra, 2). Az előzőekben kifejtettek szerint a homokkő tagok leülepedése kezdetben váltakozó (de alapvetően magas) energiaszintű vonzó áramlások által történt, amely periódusok erős helyi erózióval medervéseket hoztak létre. Ez a rendszer később a szállítási energia növekedésével egyre inkább folytonos áramlássá vált, amely a „nagyobb energiájú áramlási rendszer” (upper flow regime) sík párhuzamos rétegződésű egységeit alakította ki (13. ábra, 2).

A következő kiemelt mintában egy viszonylag nagy méretű mederdűne forma látható, amely az előzővel összevetve energiaszint csökkenést mutat (13. ábra, 3). Ugyanakkor ez a „kisebb” hordalék mozgató képesség az áramlási rezsim koncepció alapján még mindig nagyobb volt, mint a hullámfodrokkal jellemzett legelső kiemelt minta esetében (13. ábra, 1). Ugyanakkor a homokhullám konvolúcióban való megjelenése az áramlási periódust követő pangóvízi üledékképződést fejezi ki.

Ez a rendszer ebben a rétegsorban eljut a kitaró homokréteg megjelenéséig, amelynek laterális kiterjesztése egy kis-torkolati-zátony morfológiáját mutatja (13. ábra).

A 304 fúrás rétegsora (3. ábra, Algyő–2) a laterális kiterjesztést mutató térképek alapján meder avulziót, majd szintén kis-torkolati-zátony kialakulást képviseli (14. ábra). Az első kiemelt minta üledékszerkezeti elemzése az avulzió folyamatáról ad információt. Itt alul kúszó hullámos rétegződésű, majd egy összeolvadási felület felett fázeres rétegződésű sorozat jelenik meg (14. ábra, 1). A korábban kifejtettek alapján az alsó egység nagy mennyiségű hordalék utánpótláshoz társuló vonzóval szállítás során rakódott le. Ez egyben azt is jelenti, hogy olyan lineáris áramlás végezte a leülepitést, amelynek hordalék utánpótlása, az aktív periódus alatt kitaró volt. Azaz rövid időtartamú, de folytonos közeli erózióról van szó, amely hordalékanyagát itt rakta le. Ez az áramlás fokozatosan erősödött, a szállított hordalék méretváltozása nélkül, amely a rétegen „belül” eróziót okozott (összeolvadási felszín jelenléte, 14. ábra, 1). A minta felső részén megjelenő flázeres rétegződésű sorozat azt mutatja, hogy ez a helyi eróziós rendszer viszonylag gyorsan fluktuálóvá vált. Ezt követően a rétegsor kifinomodása alapján az eróziós hatás fokozatosan csökkent, az áramlás energiája kiegyenlítetté vált (durva aleurolit kitaró megjelenése a rétegsorban, 14. ábra). Amikor ismét felerősödött az áramlás, akkor már a rétegszlop tetején megjelenő 3 méter vastag középszemű homokkővet ülepítette le. A kiemelt minta (14. ábra, 2) alul párhuzamos sorozathatárok közötti keresztarétegződésű sorozatot mutat. Ennek alapján a vonzó áramlás olyan nagy energiájú volt, hogy a korábban kialakított homokhullámok gerincét folyamatosan leerosdálta. Az energia

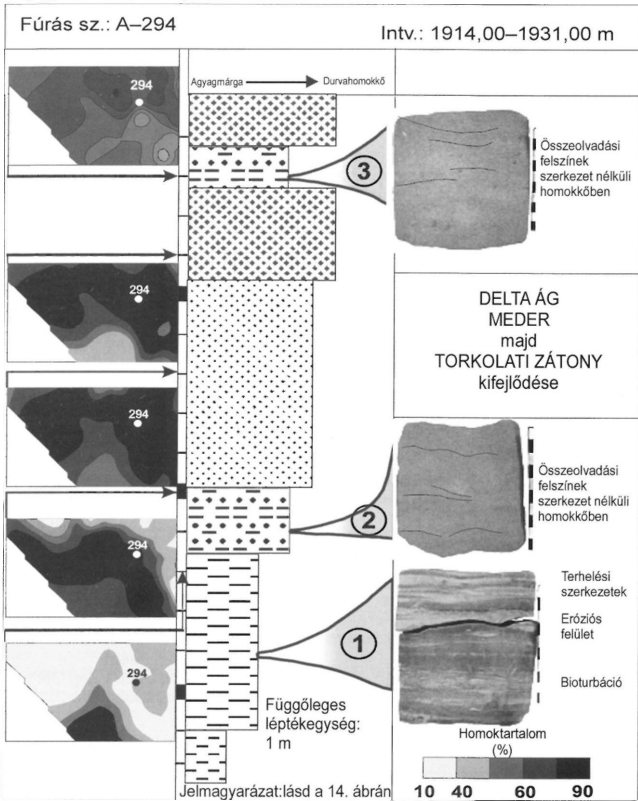


14. ábra. Üledékes fáciesek és üledékszerkezeti jegyek a 304 jelű fúrás magagyagából. Algyői delta egyik deltasík üledékritmusa

Fig. 14 Facies interpretation and sedimentary structures of Well No. 304 from a core penetrating a sedimentary cycle of Algyő delta. At the bottom crevasse splay sequence then a shallow distributary channel and finally a minor mouth bar sequences have been identified. 1= upper part: flaser bedding, middle part: amalgamation surface, lower part: climbing ripples, 2= upper part: horizontal planar laminatio, over part: tabular cross bedding

növekedésével a laminák dőlése egyre kisebb lett, míg végül párhuzamos sorozathatárok közötti sík rétegződésű tagok alakultak ki (14. ábra, 2).

A 294 jelű fúrás 15. ábrán bemutatott rétegsora szintén teljes vastagságában harántolt egy üledékritmust (3. ábra, Szeged-1). A kőzettípusok függőleges sorozata a hordalékszállítás progradáló jellegét fejezi ki.



15. ábra. Üledékes fáciesek és üledékszerkezeti jegyek a 294 jelű fúrás magyagagából. Algyői deltasík üledékritmusa

Fig. 15 Facies interpretation and sedimentary structures of Well No. 294 from a core penetrating a sedimentary cycle of Algyő delta. Development of a distributary channel then a minor mouth-bar sequences. 1= upper part: loading structures, middle part: erosive surface, lower part: bioturbation, 2= amalgamation surfaces in structureless sandstone, 3= amalgamation surfaces in structureless sandstone

A sorozat alján a finom aleuolitra települő durva aleuolit sorozat kiemelt mintája bioturbációt mutat (15. ábra, 1). Az üledékképződés tehát nyugodt, szinte áramlásmentes környezetben történt, amely az aljzatban (aljzaton) élő szervezetek számára megfelelő életteret jelentett. Az ásó-fúró szerkezetek az üledéket szinte teljesen átdolgozták. Ezt a nyugodtvízi környezetet – a mintán



látható eróziós felület alapján – időnként komoly „lökésszerű” vonzó áramlatok eróziója zavarta meg. Ezek az áramlatok – a minta eróziós felület feletti vékony agyagmárga–homokkő rétegek váltakozása által jelzeten (15. ábra, 1) – többször ismétlődve törtek be a fúráspont környékére. A terhelési szerkezetek (15. ábra, 1) megjelenése kifejezi, hogy az egyes áramlási periódusok között lényegében teljesen pangóvízi üledékképződés történhetett. Ez biztosította a terhelési szerkezetek kialakulásához szükséges eróziómentes környezetet.

A homokos durva aleurolit leülepedése a vonzó áramlások üledékképződési rendszerének tartóssá válását tükrözi. Ez a progradáló rendszer helyenként igen nagy energiával rendelkezett, hiszen a szerkezet nélküli homokkő (15. ábra, 2) felhalmozódása sűrű szuszpenziós hordalékszállítás, és rendkívül gyors leülepedést jelent. Az összeolvadási felületek alapján (15. ábra, 2) ugyanakkor állítható, hogy ez a gyors energianövekedés nem társult a szállított hordalék méretváltozásával. Azaz rövid távú, nagy energiájú áthalmazódások lehet feltételezni. Ez deltasík környezetben – kizárásos alapon – a gátszakadási lebe nyek tágabb környezetében lehetséges.

A rétegsorban megjelenő vastag apróhomokkő azt jelzi, hogy ez a gátszakadás tartóssá is vált, azaz a folyamat – ebben az esetben – avulzió. Az egykori meder méretét jellemzi, az apróhomokkő réteg vastagsága (5 m). A meder laterális kiterjesztését a rétegsor melletti térkép mutatja (15. ábra, GEIGER 2003).

A pangóvízi fogadóteszbe ömlő meder előterében szükségképpen torkolati zátony alakul ki, amely a vízmélység helyi csökkenésével, a kőzetszövet erős feldurvulásával jár. Ez a vizsgált rétegsorban középszemű homokként jelentkezik (15. ábra). A réteg melletti térkép az egység laterális kiterjesztését mutatja. Delta rendszerekben a nem-főághoz tartozó rövid(ebb) szakaszú hordalékszallító medrek viszonylag gyorsan inaktívvá tudnak válni. Ez a folyamat a zátonytest üledékében látványos kifinomodásként jelentkezik. Esetünkben a középszemű homokkőre települő homokos durva aleurolit képviseli ezt a fázist. A kiemelt minta (15. ábra, 3) üledékszerkezeti jegyei alapján összeolvadási felületekkel tarkított szerkezet nélküli homokkőnek minősül. A korábbi elemzési gondolatmenet alapján ez arra utal, hogy meder inaktívvá válása ugyanolyan ritmusosan következett be, mint kialakulása.

### Következtetések

Az áttekintett jellegzetes üledékszerkezeti jegyek az alábbi felhalmozódási dinamikát mutatják:

1. A vályús kereszttrétegződés váltakozóan erős szállítási energiával bíró, nagy szuszpenzió tartalmú áramlásokat, eróziós, de durvatörmelék nélküli medreket mutat. Képződése nagy mennyiségű hordalékot kíván, különösen szuszpenziós hordalékból, amely gyorsan eltemeti és megőrzi az eredeti áramlási fodros réteget.

A nagy mennyiségű hordalék utánpótlódásnak társulnia kell a megfelelő mennyiségű vonzóval szállítással ahhoz, hogy a réteget fodrosítsa.

2. A táblás kereszttrétegződés mennyisége elenyésző az előzőhöz képest. Ebből az következik, hogy meglehetősen ritka a kőzetmag átmérőjénél (kb. 20 cm) nagyobb mederaljazat-forma.

3. A sík párhuzamos rétegződésű homokkövek jelenléte időnként erős lineáris áramlást mutat. Mivel ezek jelenléte igen ritka, ez a jellegzetesség nem meghatározó a sorozatban.

4. A flázeres rétegződés azt bizonyítja, hogy bizonyos kisebb energiájú áramlási időszakokban a homok leülepedésének és megőrződésének feltételei sokkal kedvezőbbek, mint az agyagénak. Ekkor a homokot ülepítő áramlások és az agyagot ülepítő csendesvízi időszakok váltakoznak.

5. A tömött szerkezet nélküli homokkövek delta környezetekben a gátszakadási lebenyek sorozatában gyakoriak. Az imbrikált intraklasztok a már konszolidált üledék erózióját mutatják, amelyek szintén a gátszakadási helyek és torkolati zátonyok jellemzői. A kis méretű víz alatti suvadások lokális lejtős üledékes térszíneket bizonyítanak, amelyek ismét megerősítik mind a gátszakadási lebenyek, mind a torkolati zátonyok jelenlétét. Az összeolvadási felszínek alapján, a rétegen belüli erózió helyenként komoly lehetett.

6. Az áramlásmentes időszakokban a vízborítás legfeljebb néhány méteres lehetett a függőleges gyökérmaradványok tanúsága szerint (RÉVÉSZ 1982).

7. Az üledékszerkezeti jegyek alapján rekonstruálható mederaljzati formák közül csak a döntően a hullámfodrok és legfeljebb a (meder)dűne alakulatok (táblás keresztretegződés) jöhetnek számításba. Ezek vagy nagyon mély, vagy sekély (néhány méter) vízborítást igényelnek. Az előbbi a bioglifyak és fauna alapján teljességgel kizárható.

Végül is a sporadikusan vett magmintákban üledékszerkezeti jegyek a deltasík delta ágak közti öbleinek (interdistributary bays) üledékképződését mutatják az összes vizsgált kőzettestben (Algyó-1,-2, Szeged-1,-2,-3, Szőreg-1), ahol a gátszakadási lebenyek szubdeltává fejlődve végzik a csendes és sekély vízfelületek feltöltését.

A minták – ideértve nemcsak a jelen dolgozatban bemutatott, hanem a szerző által évek során vizsgáltakat is – sporadikus jellege természetesen a területi általánosítást korlátozza. Ugyanakkor a térbeli modellező rendszer (GEIGER 2003) megfontolásai pontosan ezeket a lokális tulajdonságokat tesztik ki a minták „síkjában”. Így az üledékfácies-felhalmozódási környezet kapcsolata alapján nemcsak a minták felhalmozódási módjának kiterjesztését teszik lehetővé, hanem e kiterjesztést mérhetővé is teszik.

### Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki a MOL Rt Kutatás-Termelési divízióának a közlés engedélyezéséért, valamint a dolgozat lektorainak: JUHÁSZ Györgyinek és MÜLLER Pálnak tartalmas, kritikus de feltétlenül segítőkész észrevételeikért.

### Irodalom – References

- ALLEN, J. R. L. 1963: The classification of cross-stratified units with notes on their origin. – *Sedimentology* 2, 93–114
- ALLEN, J. R. L. 1968: Current ripples. – Elsevier Publ. Co. Amsterdam, 433 p.
- ARNDORFER, D. J. 1973: Discharge patterns in two crevasses of the Mississippi River delta. – *Mar. Geology* 15, 269–287.

- BALOGH K. & MOLNÁR B. 1972: Üledéktani gyakorlat. Bevezetés a laza törmelékes kőzetek vizsgálatába. – Egyetemi Jegyzet, József Attila Tudományegyetem, Szeged. 1–49.
- BALOGH K. 1973: A dél-alföldi neogén transzgressziós rétegsorok üledékjegyei – *Földt. Közl.* 103, 251–269. Budapest
- BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R.L. 1985: Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, southeast Hungary – *Eötvös Lóránd Geophys. Inst. Geophysical Transactions* 31/1–3, 55–74.
- BLATT, H. & MIDDLETON, G. V. & MURRAY, R. 1980: Origin of sedimentary rocks, 2nd ed. – Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J. 782 p.
- BOGGS, S., Jr. 1987: Principles of sedimentology and stratigraphy. – Macmillan Publishing Co. 135–186.
- BOTVINKINA, L. N. 1965: Metodicseszkoje rukovodsztvo po izicsenuji szloisztosztii. – Nauka 259. Moszkva.
- CAMPBELL, C. V. 1967: Lamina, laminaset, bed, bedset. – *Sedimentology* 8, 7–26.
- CLIFTON, H. E. 1969: Beach laminations: Nature and origin. – *Marine Geology* 7, 553–559.
- GEIGER J. 1986: Üledékes homokkőzetek szöveti és morfogenetikai vizsgálata (Textural and morphogenetic study of sedimentary sandstone bodies) – *Földt. Közl.* 116/3, 249–266.
- GEIGER J. 2003: A pannóniai Újfalui (Törteli) formációban levő Algyő-delta fejlődéstörténete – I.: Az Algyő-delta alkörnyezeteinek 3D modellezése. – *Földtani Közlemény* 133/1, 91–112.
- GEIGER J., RÉVÉSZ I. & SZENTGYÖRGYI K. 1990: Rezervoár szedimentológia. – OKGT Mérnök-továbbképzés. Jegyzet, 215 p.
- HUNTER, R. E. 1977: Basic types of stratification in small eolian dunes. – *Sedimentology* 24, 361–387.
- JOPLING, A. V. & WALKER, R. G. 1968: Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination with examples from the Pleistocene of Massachusetts. – *Jour. Sed. Petrology* 38, 971–984.
- KRUIT, C. 1955: Sediments of the Rhone delta. Grain size and microfauna. – *Ned. Geol. Mijnb. Genoot. Verh. Geol. Ser.* 15, 357–514.
- KURGYIS, P. & KISS, B. 1997: Picture book. – Program ismertető és példa. – KUMMI Jelentés. P. 84. MOL Rt Adattár.
- MCBRIDGE, E. F., SHEPARD, R. G. & CRAWLEY, R. A. 1975: Origin of parallel near-horizontal laminae by migration of bed forms in a small flume. – *Jour. Sed. Petrology* 45, 132–139.
- McKEE, E. D. 1965: Experiments on ripple lamination. – In: MIDDLETON, G. V. (ed): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. – *Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists Spec. Publication* 12, 66–83
- McKEE E. D. & WEIR, G. W. 1953: Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. – *Geol. Soc. America Bulletin* 82, 359–378.
- NEWTON, R. S. 1968: Internal structure of wave-formed ripple marks in nearshore zone. – *Sedimentology* 11, 275–292.
- PETTITJOHN, F. J. & POTTER, P. E. 1964: Atlas and glossary of primary sedimentary structures. – Berlin-Heidelberg-New York. 370 p.
- POTTER, P. E. & PETTITJOHN, F. J. 1977: Paleocurrents and basin analysis. – Springer-Verlag. New York. 460 p.
- REINECK, H. E. & SINGH, I. B. 1973: Depositional sedimentary environments. – Springer Verlag, New York, 103–142.
- REINECK, H. E. & WUNDERLICH, F. 1968: Classification and origin of flaser and lenticular bedding. – *Sedimentology* 11, 99–104.
- RÉVÉSZ I. 1980: Az Algyő–2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai (Hydrocarbon deposits Algyő–2: geological structure, sedimentological heterogeneity and paleogeographic features). – *Földt. Közl.* 110, 512–539.

Kézirat beérkezett: 2003. 02. 13.



# A beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményei

## *Pliocene and Quaternary sediments of the Szőlő Hill in Beremend (SE Transdanubia)*

MARSI István<sup>1</sup> – KOLOSZÁR László<sup>1</sup>

(1 ábra, 5 tábla)

*Tárgyszavak:* litosztratigráfia, őslénytan, szárazföldi üledékek, negyedidőszak, pliocén, DK-Dunántúl  
*Keywords:* lithostratigraphy, palaeontology, terrestrial sediments, Quaternary, Pliocene, Southeastern Transdanubia

### Abstract

The latest research carried out on the Szőlő Hill in Beremend has produced scientifically very precious and unique complex geological basic data about the development of the Tengelic Formation of the territory.

Furthermore, new stratigraphic results have been produced in connection with two lithostratigraphic units. It was demonstrated that there is no direct stratigraphic connection between the red clays with bone breccia of the Tengelic Formation and the red soil horizons interbedded in the Paks Loess Formation. There is a discontinuity (based on our up-to-date knowledge) with respect to the lack of sediments between 2.4–0.8 Ma on the territory of Szőlő Hill.

The new section on the Szőlő Hill biochronologically corresponds to the transitional zone of the Csarnótánium and the Beremendium (based on the palaeontological investigations), and the oldest fauna were detected here in Beremend as well. The age of the vertebrate faunas which are now scientifically known on the territory has extended from 3.0 Ma to 3.3 Ma.

It has now been established that the oldest sediment of the Paks Loess Formation found in the territory is the palaeosol subhorizon of the "Paks Double 1". It has also been demonstrated that the continuity of the loess sedimentation is interrupted by an erosional discontinuity between the palaeosol complexes of "Mende Upper" and "Basaharc Double"

### Összefoglalás

A Beremendi Szőlő-hegyen elvégzett legújabb kutatások a Tengelici Formáció térségbeli kifejlődésének tudományos szempontból igen értékes, nem megismételhető komplex földtani alapadattárát hozták létre, melynek részletes ismertetését további publikációkban tervezzük.

A vizsgálatok a fentiekén kívül két litosztratigráfiai egységgel kapcsolatban új rétegtani eredményeket is hoztak. Bebizonyosodott, hogy a Tengelici Formáció csontbreccsás vörösgyagjai és a Paksi Löss Formációban települő vörös talajzónák között nincs közvetlen rétegtani kapcsolat; a mai ismeretek alapján a szőlő-hegyi területen 2,4–0,8 millió év között üledékhány van.

Az őslénytani vizsgálatok alapján a szőlő-hegyi új feltárás (1. ábra, 2. pont.) biokronológiai szempontból megfelel a Csarnótánium és a Beremendium átmeneti szakaszának, egyúttal a Beremendről feldolgozott faunák legidősebbike. Így az eddigi 3,0 millió évről 3,3 millió évre terjed ki a területről tudományosan eddig megismert gerincesfaunák kora.

Sikerült megállapítani, hogy a Paksi Löss Formáció legidősebb képződménye a területen a „Paks Dupla 1” talaj-alhorizontja és hogy a löszképződés folyamatosságát egy a „Mende Felső” és a „Basaharc Dupla talajkomplexumok” közötti markáns eróziós diszkordancia szakítja meg.

<sup>1</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

## Bevezetés

A felszíni bányászati műveletek végzése közben számos olyan geológiai képződmény, földtani-, geomorfológiai jelenség táródik fel és semmisül meg, ami kellő dokumentáció híján a földtan tudománya számára utóbb pótolhatatlan veszteség lehet. A beremendi Szőlő-hegyen folytatott sok évtizedes bányászkodás során feltáródó képződmények számos kutató érdeklődését keltették fel.

Munkálkodásuk eredménye – egyebek mellett – hogy a kréta zátonymésző, a csontdús vörösgyagok, a löszképződmények, őstalajok, a karszt- és kristályformák, valamint vulkáni telérközetek feldolgozásával, közzétételével gazdagították a hazai és nemzetközi földtani tudományos ismeretek táráit.

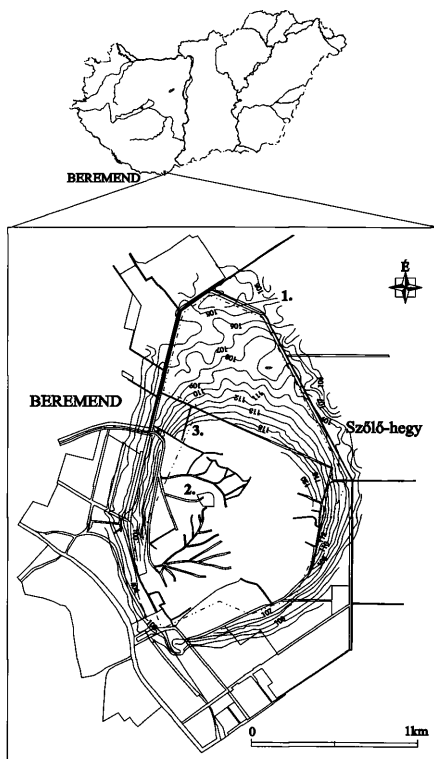
A Magyar Állami Földtani Intézet rendszeres regionális térképező munkálatai keretében 1999–2000 folyamán végeztük a térség 1:100 000-es méretarányú földtani felvételét (KOLOSZÁR & MARSÍ 2000). A térség terepbejárása idején a beremendi bánya alsó művelési szintjén egy hatalmas vörösgyag torony letermelése folyt (I/1. tábla).

Ez a lelőhely a tudományos publikációkban említett mintavételi helyek és a bányászkodás során végzett helyi gyűjtések számozását figyelembe véve a 26. sorszámot kapta (PONGRÁCZ 1999). A cementgyártás szempontjából meddő anyag tudományos értékét jeleztük a területileg illetékes természetvédelmi hatóságnak, ahol – a bányaterület távlati természetvédelmi szempontjainak figyelembevételével kiegészítve a kutatási tervet – maradéktalanul támogatták a feltárás tudományos igényű feldolgozására vonatkozó szándékunkat.

A kutatás anyagi alapjait a Duna–Dráva Nemzeti Park Igazgatóság által a beremendi kőbánya pliocén és pleisztocén rétegeinek leletmentése és földtani dokumentációja céljaira elnyert KAC-pályázat teremtette meg. A munka keretében – az azóta nagyrészt letermelt – vörösgyag torony (I/2. tábla) szelvényének részletes, leletmentő feldolgozását és vizsgálatát végeztük el. Ez a vizsgálat a terepi mintázáson, dokumentáción túl részletes szedimentológiai, őslénytani, kémiai, termikus, röntgendiffrakciós, mikrostruktúra és paleomágneses vizsgálatok elvégzéséből és kiértékeléséből állt. Jelen dolgozatban csak a vizsgálatok eredményeiből levonható következtetéseket közöljük, az alapadatok és a kiértékelések kéziratok formában hozzáférhetőek (KOLOSZÁR & MARSÍ 2001). Jelen dolgozatban a hagyományos földtani nevezéktan alkalmazása mellett a paleotalajok földrajzi nevezéktanát vettük át, azokat idézőjelbe tettük (PÉCSI 1995). A paleotalajok terepi egységeit és osztályozását MARSÍ (2002) munkájában foglaltak szerint alkalmazzuk.

## Földrajzi elhelyezkedés

A beremendi Szőlő-hegy vulkáni kúpra hasonlító magaslata (1. ábra) a Dunántúl délkeleti részén a Villányi-hegység és a Drávamellék érintkezési övében helyezkedik el. Az eredetileg 174,3 méter magas rög a Dráva-völgyből emelkedett ki. A felső-pannóniai és negyedidőszaki üledékes takaró alól itt mintegy 1 km átmérőjű feltöltés bukkan elő a mezozoos alaphegység.



1. ábra. A kutatási terület áttekintő vázlata. Jelmagyarázat: 1. a bányatelek határa, 2. a Beremend 26. lelőhely, 3. É-i bányászati márgamező

Fig. 1 General sketch of the study area. Legend: 1 boundary of the quarry, 2 26th section in Beremend, 3 marl quarry on the N part

Tőle É-ÉNy-ra húzódik a Villányi-hegység 30 km hosszú, de igen keskeny, mezozoos alaphegységi kőzetekből felépülő pikkelyes pásztyája, melynek szerkezetileg a beremendi Szőlő-hegy is szerves része.

A hegység D-i előterében húzódik a Dráva-völgy 92–98 méter tszf. magasságú, folyóvízi feltöltésű, morotvákcal behálózott területe. A 100 m fölé emelkedő részeit – a Beremend és Kistapolca közötti sávban – negyedidőszaki lösz borítja. Ettől K-re a beremendi hegytől É-ra eső területet folyóvízi üledékeken települő fiatal lösz fedi, a Karasica árteréig.

A legközelebbi – szintén a Villányi-hegységhez tartozó – mezozoos kőzetkibukkanást a beremendi hegytől 5 km-re ÉNy-ra, Kistapolca K-i végén találjuk.

### Kutatástörténet

Az első publikáció, ami az akkor még jura korúnak tartott beremendi mészkővel foglalkozik KUBINYI (1863) írása, amit előtte hosszas kutatómunka előzött meg. A földtani-öslénytani vizsgálat 1847-ben kezdődött, amikor a Természettudományi Társulat megbízta KUBINYI Ferencet és PETÉNYI Salamon Jánost, hogy a beremendi kőbányában feltárult csontdús, vörös agyaggal kitöltött hasadékokat kutassa fel. A csontleletek feldolgozását PETÉNYI (1864) végezte el, de a munka már csak halála után kerülhetett publikálásra.

Ezzel egyidőben PETERS (1863) is megemlíti a beremendi mészkövet, és öslénytani vizsgálatok alapján kréta korú caprocinás mészkőnek határozza.

A PETÉNYI Salamon által gyűjtött beremendi gerinces faunát NEHRING (1879) dolgozta fel újra. Ugyanezt az anyagot vizsgálta tovább, illetve saját gyűjtéssel is kiegészítette MÉHELY (1908, 1909, 1914).

A beremendi ősgerinces fauna tanulmányozásában új korszak indult KORMOS (1911–1912, 1912) munkásságával, aki ebben az időszakban kezdte el vizsgálni a Villányi-hegység gerinces lelőhelyeit, amit később évtizedeken át folytatott (KORMOS 1937).

A paleontológiai kutatások új szakasza az 1950-es években kezdődik JÁNOSSY és KRETZOI gyűjtőexpedícióival. A Villányi-hegységi eredményeket KRETZOI (1956) monografikus részletességgel foglalja össze, több más e tárgyról szóló publikációja mellett. JÁNOSSY (1979) az egész magyarországi pleisztocént tagolja a gerinces faunák alapján és ott a beremendi faunák vizsgálatából kapott eredményeket is közölte.

A Villányi-hegység rétegtanát illetően FÜLÖP (1966) monográfiájában részletesen feldolgozta és szintezte a hegység kréta összletét, véglegesen pontot téve a beremendi mészkőelőfordulás korának kérdésében is. Szintén FÜLÖP értékelte át az 1965-ben mélyített Beremend-I jelű földtani alapfúrás NÉMEDI (1965) által leírt rétegsorát, ami alapján a beremendi szerkezeti pikkely léte bebizonyosodott.

A Szőlő-hegy hasadékeit, karsztos üregeit kitöltő késő-pliocén–pleisztocén korú vörösayagos összletet CSÁSZÁR & FARKAS (1984) vizsgálta újra. Szerintük a vörös színű pelites kitöltések gibbsittal és kaolinnal jellemezhető bauxit indikációk. A bauxitos agyagkitöltés korára vonatkozóan fedőképződmény hiányában nem foglalnak állást.

1984-ben fedezték fel a beremendi Kristály-barlangot, melyet TAKÁCSNÉ BOLNER (1985) ismertetett részletesen.

Az elmúlt évtizedekben néhány alkalmi gyűjtés volt a beremendi bányában a Magyar Állami Földtani Intézet és a Természettudományi Múzeum munkatársai részvételével. Ezek eredményeként KORDOS (1991) ismertetette röviden a beremendi lelőhelyeket, illetve JÁNOSSY (1987, 1992, 1996) közölte a begyűjtött ősgerinces fauna feldolgozási eredményeit.

Az utóbbi évtizedek nagyjából kéziratos dokumentált földtani kutatásai közül több program is szolgáltatott új adatokat a beremendi Szőlő-hegy és



környezete földtani ismeretességéhez. Ezek közül kiemelkedik a Beremendi Cementmű nyersanyagkutatása és a hozzá kapcsolódó karsztvízkutatás (LENGYEL et al. 1966), illetve (DEÁK et al. 1969). Ennek során a részletes fázisú geológiai kutatás által előírt paraméterek szerint tárták fel a kréta zátonymészkövet, valamint az adalékanyagként használni kívánt „márgát”, ami nem más, mint az alaphegységet fedő lösz- és paleotalaj sorozat. Ugyancsak meg kell említeni a Földtani Intézet egy 1986–1988 között végrehajtott kutatási programját, ami a térség bauxitkutatási perspektíváit vizsgálta (KNAUER 1991). A kutatás során leemélyített fúrások rétegsorai nagyban pontosították a Villányi-hegység és a Beremendi-rög előtéri területein a felső-pannóniai üledékek és a Tengelici Formáció elterjedését és kifejlődését.

### A fedőhegységi képződmények földtani felépítése

A beremendi Szőlő-hegyet felépítő mezozoos alaphegységi képződmény – a Nagyharsányi Mészkö Formáció – a hegy környezetében csak néhány kis méretű foltnak bukkan a felszínre. A terület legidősebb fedőhegységi képződményének a felső-pannóniai összletnek nem ismeretes felszíni feltárása a szűkebb térségben.

#### *Pannóniai s.l. képződmények*

A Villányi-hegység délkeleti előterében a pannóniai képződmények a felszínen nem nyomozhatók, elterjedésükről és kifejlődésükről kevés adattal rendelkezünk. Beremend környéki elterjedésükre vonatkozóan a Beremendi Cement-és Mészművek vízbeszerzésére irányuló geofizikai kutatásai szolgálnak adatokkal. A mérések (DEÁK et al. 1969) Beremend és Kistapolca között egy kb. 450 méter maximális mélységű mezozoos alaphegységi aljzatú medencét valószínűsítettek. Az ezen a medenceterületen mélyült fúrások nagy része nem érte el a kréta alaphegységet. A belső medenceterületekre nem telepítettek mélyebb (300–400 m-es) fúrást, így a medencében mélyebben települő, idősebb üledékek kora és kifejlődése nem tisztázott, de a medence mélysége alapján biztosnak tekinthető a felső-pannóniai képződmények megléte.

A pannóniai üledékekre kissé tágabb térségi kifejlődésére vonatkozóan először a Földtani Intézet térképező fúrásainak adataira támaszkodhatunk (KNAUER 1991). A rétegtani szempontból részletesebben nem vizsgált fúrásokban (Lippó L-2, Magyarbóly Mb-1, Nagyharsány Nah-1a, Villány-V7, -V8, -V9, -V10, -V11) a MÁFI réteggörrelációs adatai szerint a Száki, a Kállai, a Somlói és a Tihanyi Formációk települnek. A pannóniai rétegsor a hegységperemen tapasztalt néhányszor 10 m-ről DK-i irányba haladva fokozatosan 100–200 m-re vastagszik ki. A rétegsorok érdekessége – a több fúrásban is azonosított – pontosan nem megállapított korú, de a felső-pannóniai és a tengelici képződmények közötti átmeneti szakaszon települő kőzettest kifejlődése. A fúrások helyenként 10 m-nél vastagabb iszapos, gumós mészapadokkal sűrűn tagolt üledéksort harántoltak, ami a keletkezés idején lejátszódó hosszú idejű ciklikus bepárlódásra, vagy talajosodásra utal.

### A Tengelici Formáció hegyvidéki kifejlődése

Beremenden és környékén a pliocén és kvarter képződmények két fő kifejlődési típusba sorolhatók, a hegyvidéki és hegyvidék előtéri üledékegyüttesbe. A Tengelici Formációnak az előtéri – csak fúrásokból ismert – kifejlődései jelentősen eltérnek a Villányi-hegység hegyvidéki területein, így a Szőlő-hegyen is sok helyen feltárt, jellegzetes csontbreccsákat tartalmazó képződménytől. Ennek megfelelően a két kifejlődési területet külön tárgyaljuk.

A Tengelici Formáció felszíni kibukkanásai az alaphegység karsztos hasadékitöltéseire korlátozódnak. A formáció hegyvidéki kifejlődési területén vörösagyag, kréta mészkőtörmelékves vörösagyag alkotja az összletet, gazdag ősgerinces faunával.

A hegységben összesen 39 db gerinces lelőhelyet tartanak nyilván, három elkülönült területen. Mindenhol mezozoos mészkövek karsztosodott repedéseiben, üregeiben, barlangroncsaiban található a terra rossa típusú vörösagyagos kitöltések. A beremendi Szőlő-hegy karsztüreg kitöltéseiben talált gerinces faunák az MN 16 zónába tartoznak, felső-pliocén korúak, kb. 3,0 és 2,4 millió évek között keletkeztek (KORDOS 1991). A 2001. évi gyűjtés őslénytani vizsgálatai alapján az alsó határ 3,3 millió évre tolódott ki.

A Duna–Dráva Cement Rt. beremendi bányájának legmélyebb (~ 100 m tszf.) termelési szintjén előkerült, mintegy 30 m széles, 24 m magas mészkőtörmelékves vörösagyag feltárást az alábbi fő képződmények építik fel:

1. 24,0–23,5 m – Vörösagyag, kréta mészkőtömbökkel

A bányászati szint alsó szakasza több m nagyságot is elérő, kréta mészkőkoloncokkal tagolt vörösagyagos, szögletes mészkőtörmelékves szakasz, melynek fedőszintjét jól látható 20° körüli dőlésű réteg (2. pontban leírt képződmény) határolja. A feké kb. a bányászati szint talpán lehet (nem látszik jól a leomlasztott törmeléktől). A réteg feküszintje mindenképpen szabálytalan lefutású – valószínű, hogy kioldott üreges, karsztos felszínű. A kilátszó mészkőkoloncok egy része már lehet, hogy nem áttelepített, hanem a fekéhez tartozik.

2. 23,5–19,5 m – Vörösagyag nagy mészkődarabokkal

Vörösbarna színű, mintegy 20°-os dőlésű agyag, melyben 50 cm-t is meghaladó szögletes kréta mészkődarabok települnek. Az erősebben törmelékves szakasz mintegy 4,0 m vastag. Vékonyabb sötét vörösbarna agyag-, néhány cm-es, apró mészkőtörmelékves agygrétegek és vastagabb, erősen mészkőtörmelékves agygrétegek váltakoznak ebben a szakaszban. Az összlet nagyobb részét a vastagabb törmelékves (mészkőtörmelékves, agyagos mészkőtörmelékves) rétegek alkotják. A képződmény helyenként mangános festődésű, repedezett, ill. bennőtt kristályos szabálytalan alakú, váltakozó méretű üregkitöltéseket tartalmaz. A kristályok többsége fehér, gömbös kiválású aragonit, vagy kalcit. Ahol nincs kristálykitöltés, gyakran vas-, mangánoxidos színezetű az üreg fala. Az alsó, mintegy 1,0 m-es szakaszon a repedések felülete a fedő rézékenél jóval erősebben mangánosodott felszínű, szinte a teljes repedési felületeken fekete színezetű.

3. 19,5–12,5 m – Kréta mészkőtörmelékves szakaszokkal tagolt vörösagyag (II/1. tábla)

Mintegy 7 m vastag, 10–30 cm-es rétegek váltakozásából álló vörösbarna színű sorozat. A képződmény uralkodóan vörösagyagból, néhány cm-es, apró kréta mészkőszórványos vörösagyagból áll, amit néhány erősen mészkőtörmelékves

réteg tagol. Az erősen törmelékeny rétegek tónusa világosabb barnászörös, mint az agyagosaké. A kőzet helyenként bennőtt kristályos szabálytalan alakú, váltakozó méretű üregkitöltéseket tartalmaz. A kristályok többsége fehér, gömbös kiválású aragonit, vagy kalcit. Ahol nincs kristálykitöltés, gyakran vas-, mangán-oxidos színezetű az üreg fala. A törmelék 1–50 cm közötti nagyságú, szögletes, vagy alig koptatott darabokból áll, melyek gyakran kalcittal cementáltak. A törmelék mennyisége Ny-ról K-felé fokozatosan növekszik.

4. 12,5–0,0 m – Sávosan vékonyréteges kréta mészkőtörmelékeny vörösagyag (II/2. tábla).

A képződmény sötét barnászörös, helyenként erősen limonitos, alárendelten mangános festődésű, anyaga sávos szerkezetű. A réteg kompakt, tömött és lazább apródiós-szemcsés szerkezetű mikrorétegekből áll és a rétegzettség szinkronban fut a limonitos sávotottsággal. Az erősen limonitos festődésű szakaszok világosabb tónusúak, színük sárgásbarna, rozsdabarna. A képződmény dőlése fentről lefelé fokozatosan csökken. A dőlés felül mintegy 5°-os, az alsó szakasz pedig csaknem vízszintes (elsősorban a Ny-i falon). A képződmény középső harmada világosabb barnás tónusú, környezeténél erősebben limonitosodott, sávosan vékonyréteges. Egyes szakaszok sok kréta mészkőtörmeléket tartalmaznak.

### Mikrostruktúra

A Beremend 26. sz. lelőhelyen feltárt vörösagyagok mikrostruktúra, vagy mikromorfológiai vizsgálatának az volt a célja, hogy lehetőség szerint minél részletesebben megismerjük a képződmény keletkezési körülményeit. A vörösagyag tágabb értelemben vett őstalajok között a pedolitok csoportjába (GERASZIMOV 1974) tartozik, ezért a mikromorfológiai vizsgálatokat a talajtanban, paleopedológiában alkalmazott módszerrel végeztük, melyek fő célja a képződmények genetikájának meghatározása volt.

A vizsgálatok alapján a feltárás mikromorfológiai szempontból 5 fő genetikai egységre tagolódik:

1. 24,0–20,0 m közötti szakasz: Lassú areális leöblítődéssel felhalmozódott keveset mozgatott üledék, amit uralkodóan átlevegőzött környezet jellemez, lokális ráfolyásos, vonszolódásos mozgásokkal. A diagenézis után erős fekete elszíneződés, valószínű mangános átítatódás érte (III/1. tábla).

2. 20,0–13,5 m közötti szakasz: lassan áramló barlangi patak üledéke; gyorsan leülepedett képződmény, melynek egyes szakaszai a lerakódás után is vízzel telítettek voltak (III/2. tábla).

3. 13,5–4,5 m közötti szakasz: Többnyire oxidatív környezetben, lassú lejtőfolyamatok által felhalmozott szakasz, ami a diagenézis előtt a kiszáradás-nedvesedés ingadozása és a szállítódási úthossz különbségei alapján további 3–4 ciklusra osztódik (IV/1. tábla).

4. 4,5–3,0 m közötti szakasz: Közepesen, gyorsan áramló barlangi patakban lerakódott, utólag erősen limonitosodott szakasz (IV/2. tábla).

5. 3,0–0,0 m közötti szakasz: Lassú lejtőfolyamatok által felhalmozott átlevegőzött szakasz, amit a diagenézis előtt időszakos kiszáradás, nedvesedés, kisebb lejtőmozgások jellemeznek.

A szelvény mikromorfológiai alapon több egységre volt elkülöníthető, mint a terepi dokumentáció során, másrészt a megfelelő egységek terepi, ill. talajcsiszolatok alapján megállapított határai kissé el is térhetnek.

#### *A Paksi Löss Formáció hegyvidéki kifejlődése*

A beremendi Szőlő-hegyen képződött löszsorozat a domboldal felé kivastagodva karrosodott mészkőfelszínre, helyenként mészkőtörmelékes lejtőüledékre települ. A hegy peremén cementgyártási adalékanyagok fejtik a lösz-összletet, és ezekben a feltárásokban – ún. bányászati márgamezőkben – részleteiben tanulmányozható a kifejlődés, ami nagyban hasonlít a Délkelet-Dunántúl más löszterületeire.

Löszképződmények legalsó szakasza – oszlopos löszmészkő és eróziós szint

Az É-i bányászati márgamezőn a bánya Ny-i, rézsűzött falán mintegy 15 m magas feltárás látható. A löszsorozat legnagyobb része itt is fel van tárva, azonban a rézsűzés miatt a feltárt képződmények nehezen értékelhetők. A rétegtani szempontból legérdekesebb rész a löszsorozat alsó részén a „Paks Dupla talajkomplexum” különleges kifejlődése. Az alaphegység helyi süllyedékében a talajkomplexum alsó, vörös mediterrán talaja táródik fel. Az alhorizont különlegessége a rövid szakaszon 1 m vastagságot is elérő cementációs szintje – minden bizonnyal egykori gyökerek mentén – függőleges orientációjú, változóan cementált oszlopos szerkezetű löszmészkőből, löszös meszes iszapfoszlányokból áll, ami a felszínre került szakaszon orgonasípszerűen kipreparálódott. A fölötté települő PD1 talaj 2 m vastagságot meghaladó horizontja a bányaterületen a talajszint legjobb feltárása. A PD talajkomplexum felett mintegy 2 m-rel látszik az idős és fiatal löszképződmények közötti letarolódás. Itt már 40–50 cm-re kivastagodó, uralkodóan 0,5–5 cm közötti méretű, változó mértékben koptatott mészkonkrécio kavicsokból, töredékekből álló proluviális szint.

Löszképződmények alsó-, középső szakasza

Az É-i bányászati márgamező egy másik részén, az előző feltárástól D-re tanulmányozható a terület löszsorozatának alsó-, középső szakasza (V/2. tábla). A feltárás alsó szakaszán a karrosodott, karsztos alaphegység felszínére közvetlenül mintegy 1,5 m vastag szelvényű vörös, mediterrán klímát tükröző talaj települ. Az egyenletesen vörös feltalaja (AB szint) erősen repedező rögös, prizmás szerkezetű, mangánszeplős, szárazon szétomló, fényes felületű agyag. Alsó 15–20 cm-es C szintje fakó vörösesbarna, erősen mészsizapos, mészgöbces, alaktalan mészfoszlányos felhalmozódási, cementációs szint. A talaj felső részéből a keletkezés idején az éghajlat kilúgzó hatására lemosódott mészsizap ráfolyt a karros alaphegységi felszínre és ott szeszélyesen cementált mészsizapos, vagy porló felületű, olykor 20 cm-nél nagyobb konkrécio formájában halmozódott fel.

A vörös, mediterrán talaj felső szakaszán a fedő löszhorizont irányában egy felfelé fokozatosan világosodó tónusú, a löszképződés felgyorsulására utaló ún. átmeneti szint látható. Ez rosszul feltárt, tarka lejtőagyagos szakaszon keresztül – valószínűleg közvetlenül és folyamatosan – megy át 2–3 m vastag nagykonkrécio lejtőüledék, lejtőlöss rétegbe. Ez a képződmény gyengén rétegzett,

keveredett, zavart szerkezetű kőzetlisztből, agyagos kőzetlisztből áll. A benne települő alaktalan mészfoszlányok 20–40 cm-esek is lehetnek és rendezetlenül „úsznak” az alapkőzetben.

A lejtőlőszön 1,2–1,5 m vastag, zavartalan településű barna erdőtalaj települ. Feltalaja szürkés vörösesbarna, morzsalékos szerkezetű agyag, kőzetlisztes agyag. B szintje világosabb tónusú vörösesbarna kőzetlisztes agyag. A talaj C szintje 30–50 cm-es erősen meszes, mészgöbölcses szint, melyben közepes és nagy mészkonkréciók, meszes agyaggal övezett löszbabák rendeződnek el.

A paleotalaj fölött 1,0–1,2 m vastag élénksárga rétegzetlen, kissé keveredett, zavart szerkezetű agyagos lejtőlősz települ, amit mintegy 1 m vastag barna erdőtalaj zár le. A paleotalaj zavartalan településű, igen hasonló az alatta települő talajhorizonthoz, azzal a különbséggel, hogy a C szintje kevésbé meszes. A talaj teteje erodált.

A nyesett felszínű barna erdőtalajon az előtér felé fokozatosan kivastagodó bolygatott, zavart településű, rosszul rétegzett, lencsés, helyenként lehordott barna erdőtalaj foszlányokat tartalmazó lejtőüledék települ, ami a medence terület felé haladva fokozatosan lejtőlőszbe, majd típusos löszbe megy át. A fokozatosan kivastagodó deluvium, lejtőlősz, lösz alapkőzetet 70–80 cm vastag, egységes genetikájú csernozjom barna erdőtalaj szelvénye zárja le.

#### Löszképződmények felső szakasza

A Szőlő-hegyen a nagyrészt már letermelt É-i bányászati márgamező melletti bányaút melletti falban látható a löszformáció felső szakaszának legjobb feltárása (V/1. tábla). A falon jól bemutatható a jégkorszak felmelegedési és lehülési klímaszakaszainak megfelelően a lösz- és paleotalaj képződés ciklusos menete, valamint a talajképződési szakaszok éghajlatának váltakozása. A mintegy 10 m magas, 30–40 m szélességben feltáródó összletben 3 paleotalaj szint közül a két felső csernozjom barna erdőtalaj az alsó pedig egy Ramann-féle barna erdőtalaj. Az egyes interglaciális, illetve interstadiális szakaszok közötti éghajlati különbség mellett ez a feltárás tárja fel a Paksi Lösz Formáció fiatal és idős löszsorozata közötti határt.

#### *A Tengelic Formáció, a Paksi Lösz Formáció és folyóvízi üledékek kifejlődése a beremendi Szőlő-hegy előtéri területein*

A beremendi Szőlő-hegy közvetlen környezete tengelici és a további negyedidőszaki képződményeinek medencebeli kifejlődéséről a terület vizkutató fúrásai, elsősorban a Beremend–1 fúrás rétegsora (DEÁK et al. 1969) szolgálnak információval.

A térségben ismert legvastagabb és legteljesebb kvarter rétegsort a medence-terület pereméhez közel, a cementgyár vízellátási lehetőségeinek vizsgálata végett telepített, 160 méter talpmélységű Beremend–1 fúrás 147 méter vastagságban harántolta. A rétegsor üledékföldtani vizsgálata alapján (DEÁK et al. 1969) a Nagyharsányi Mészko Formációra mintegy 15 m vastag pleisztocén (felső-pliocén?) édesvízi mészkő települ diszkordánsan.

Efölött több mint 50 méter vastag lápi-mocsári fáciesű, nagy szervesanyag-tartalmú, szürke-sötétszürke színű iszapos-agyagos üledék települ. Néhány a

„beremendi medencében” mélyült fúrás ebben a szintben lignitcsíkos agyagot, szenesedett növénymaradványokat, tőzeges rétegeket is harántolt (Beremend-5,-8,-9).

Ezt a mocsári üledéksort közel 10 méter vastag, szárazföldi, eluviális-deluviális genetikájú mészkonkréciós vörösgyag horizont fedí.

Felette folyóvízi-ártéri üledékciklus következik több mint 40 méter vastagságban iszap, homok, kavicsos homok rétegekkel.

Ez a rétegsor a Kistapolca és Beremend közötti medence terület jellemző kifejlődése, bár a területen mélyült fúrások (Beremend-8,-9) rétegsora alapján a pleisztocén üledéksor igen változékony felépítésű úgy vertikális, mind horizontális irányban, de ezek a fő tendenciák jellemzőek a földrajzi fejezetben már vázolt – ÉNy-DK-i irányban elnyúlt – lösszel fedett területre.

A posztpannóniai üledékek előtérbeli kifejlődéseiről elmondható, hogy jelen ismeretek alapján bizonyítottan tekinthető a Tengelici Formáció akár 60–80 m-es vastagsága is. A formáción belül a reziduális agyagok mellett folyóvízi, fluvio-lakusztrikus genetikájú kifejlődés is valószínű. A löszképződés idején felhalmozódott sorozatban a mintegy 20–30 m vastag löszváltozatok és azokat tagoló legtöbbször 4 paleotalaj heteropikus fácieseként 30–50 m összvastagságú folyóvízi képződménygyűttes is kialakult.

### Őskörnyezet, fejlődéstörténet

A földtörténeti harmadidőszak vége felé a késő-pannóniai korszakban érte az utolsó beltengeri elöntés a Villányi-hegység területét. A pannon üledékgyűjtő fokozatosan feltöltődött és a végén deltasíksági üledékképződés zárta le ezt az időszakot. A pannóniai üledékképződést záró képződmények tényleges keletkezési ideje területünkön igen bizonytalan. JAMBOR (1989) a térségi vulkánitok radiometrikus koradatai alapján kb. 3,0 millió évig valószínűsíti, mások mintegy 6,5 millió évre teszik azt (MAGYAR et al. 1999). A felső-pannóniai összlet túlnyomórészt törmelékes üledékes kőzetek váltakozásából épül fel. A Villányi-hegység területén felszínen csak a hegység É-i részén – Villánykövesd közelében – 130–170 méteres tszf. magasságon fordulnak elő ezek a képződmények, bár meg kell említeni egy bizonytalan előfordulást a Harsány-hegy É-i oldalán, 310 tszf. magasságban. Ezeken kívül számos fúrás harántolta a felső-pannóniai összletet a Villányi-hegység előterében, mint azt a pannóniai s.l. képződmények bemutatásánál tárgyaltuk.

A késő-pannóniai üledékképződés befejeződése után jelentős tektonikai mozgások zajlottak le a Pannóniai-medencében. Ezt követően az egész Dél-Dunántúl kiemelkedett, aminek következtében nagy, bár szerkezeti egységként eltérő mértékű lepusztulás zajlott le a Tengelici Formáció, illetve a pleisztocén üledékképződés megindulása előtt. E lepusztulás során, illetve eredményeként üledékek eleinte csak a mezozoos mészkövek karsztos üregeibe halmozódtak fel, illetve maradtak meg, számos helyi tényező, folyamat együttes hatásainak eredményeként.

Az üledékgyűjtő feltöltődése után szárazföldi üledékképződés kezdődött a vizsgált területen, melynek meghatározó folyamata – az egész dunántúli régió

emerziója folytán – a lepusztulás volt. Területünkről többszáz méter vastag felső-pannóniai üledék pusztulhatott le. Az üledékképződés–üledékfelhalmozódás nem volt jellemző a területre, illetőleg a helyben keletkezett szárazföldi üledékek nagyrészt szintén lehorodtak. A késő-pannóniai korszak utáni legidősebb üledék a Dél-Dunántúlon a Villányi-hegység területéről – a csarnótai Cser-hegyről (3,5 millió év) és a beremendi Szőlő-hegyről (3,3 millió év) – ismert. A hegység karsztos üregeiben, repedéseiben felhalmozódott vörösgyag számos, alább felsorolt helyi tényező, folyamat együttes hatására akkumulálódhatott:

1. A vörösgyag kiindulási alapközei. – A röntgen és a DTA vizsgálatok tanúsága szerint a vörösgyag kétféle összetevőből épül fel (KOLOSZÁR & MARSJ 2001). Túlnyomórészt az egykor a területet borító felső-pannóniai üledékek agyagos kőzeteinek mállástermékeiből, kisebbrészt az alsó-kréta korú Harsányhegyi Bauxit áthalmozódásából származik.

2. Paleoklíma. – A kémiai-biológiai mállás hatására keletkezett agyagásvány társulások – montmorillonit, szmektit, illit, paligorszkit, kaolinit, továbbá a megismert fiatal pliocén, idős pleisztocén gerinces faunaegyüttesek – a terület egykori monszun, illetve nedves mediterrán éghajlati viszonyait tükrözik (KOLOSZÁR & MARSJ 2001).

3. Az üledékgyűjtő „csapdák” keletkezése. – A beremendi Szőlő-hegyet felépítő Nagyarsányi Mészkövet dilatációs hasadérendszer járja át. A hasadékok kialakulásának kezdetét arra az időszakra tehetjük, amikor a beremendi területről már lepusztult a felső-pannóniai üledéksor. Ezt részben alátámasztja, hogy a repedésekben nem található ilyen korú üledék. Másrészt a hegy vörösgyaggal kitöltött nyíltkarszt formakincsének kialakulásához szintén hosszú ideig tartó szubaerob viszonyok kellettek. A felső-pannóniai összlet Szőlő-hegyről történő elszállítódását és a hasadékrendszerek kialakulását legkésőbb kb. 3,5 millió évre valószínűsíthetjük, mivel a karsztosodás folyamatának is le kellett játszódnia – a fent említett nedves mediterrán klímán – a vörösgyaggal való feltöltődés előtt.

4. Paleomorfológiai viszonyok. – A vörösgyag areális eróziós áthalmozódással jutott el a Szőlő-hegy „csapdáiba”. Ehhez a folyamathoz olyan hegyláb felszínnek kellett kialakulnia az áthalmozódás idejére – a Villányi-hegység fő tömege és a Szőlő-hegy között – mely még a felső-pannóniai üledékekből épült fel, és azok málladékaival volt borítva. Véleményünk szerint a Szőlő-hegy egykori relatív magassága ennél a térszínnél alacsonyabb volt, mert a karsztos üregek részbeni feltöltődése is csak így képzelhető el. Jelenlegi relatív 70 m-es kiemelt helyzete a pleisztocén későbbi, eróziós-deflációs szakaszában alakult ki.

A Szőlő-hegy vörösgyag kitöltései ősgerinces faunájának vizsgálatából megállapítható, hogy az áthalmozódás és az akkumuláció kb. 3,3–2,4 millió év között történt. A nedves mediterrán, illetve monszun klímán keletkezett karsztos töbrökbe, üregekbe, repedésekbe a hegyláb felszín reziduális málladéka halmozódott fel, részben keveredve a korábban keletkezett bauxit áthalmozódási termékeivel. Utólagos keveredéstől mentes allitos málladék a vizsgált területen eddig nem került elő. A vörösgyag felhalmozódása epizodikus, torrens, areális leöblítődési folyamatokhoz köthető, melyet alátámaszt a 26-os lelőhely szelvényének mágneses szuszceptibilis vizsgálatából kimutatható öt ciklus, az őslénytani vizsgálatokban elkülönített öt tafonómiai különböző szakasz és a

szemcseösszetételi elemzésekből is megállapítható szakaszos üledékképződés. Újabb lehordási ciklus kezdetét jelzi, egyben a szállítási irány megváltozására is utal a vizsgált szelvény felső négyméteres szakaszán kimutatott gibbsit tartalmú vörösbögyag kitöltés. A gibbsit tartalom valószínűleg a késő-kréta–paleocén(?) bauxit böhmitjéből eredeztethető. A szelvény rétegsorában talált kaolinit is részben a bauxit mállásterméke, részben pedig a reziduális mállás eredménye.

A 26-os lelőhely karsztos töbre ezzel a gibbsit tartalmú üledékkal végleg feltöltődött, a 24 méter vastag összlet lerakódása mintegy 200 ezer évig tartott, mind a paleomágneses, mind az őslénytani vizsgálatok alapján. Ez utóbbi alapján az is megállapítható, hogy a folyamat 3,3–3,1 millió év között zajlott le.

A Szőlő-hegy többi karsztos üregének feltöltődése azonban tovább folytatódott – az őslénytani vizsgálatok szerint – 2,4 millió évvel ezelőttig.

Az ezt követő időszakot a löszképződés idejéig a Dél-Dunántúl nagy részéhez hasonlóan szemi-arid–mediterrán klíma hatásait tükröző reziduális mállás jellemezte, amit a lehülési ciklusokban kontinentális éghajlati szakaszok tagolhattak.

A Délkelet-Dunántúl néhány, a Szőlő-hegyen megismertnél teljesebb löszszelvénye alapján valószínű, hogy a térségben a kora-pleisztocén vége felé a szemi-arid mediterrán mállást, talajosodást egyre hosszabb időszakokra váltotta fel a löszképződés. A tarka- és vörösbögyagok keletkezését a stadiálisokban löszhorizontok lerakódása váltotta fel, míg az interstadiálisokban a „Paks Dupla (PD) talajkomplexum” képződés idejével bezárólag tovább folytatódott a löszképződés idejét megelőző talajosodáshoz nagyon hasonló vörös színű, mediterrán talajképződés. Ezen időszak a 0,8–2,6 millió év közötti részét képviselő üledékek a Szőlő-hegyről, annak relatív kiemelkedése során lepusztultak. A kutatási területen ennek az üledékképző folyamatnak a Paksi Lösz Formációba sorolt felső szakaszába tartozó rétegek maradtak meg. A löszformáció a (PD) talajkomplexummal kezdődik. Alsó talaja (PD1) csak foszlányokban, az alaphegységi felszín helyi mélyedéseiben figyelhető meg.

Az idős löszsorozat képződése idején, mintegy 500–600 ezer évvel ezelőtt újabb klímaváltozás kezdődött a kutatási területen, és az interstadiálisokban enyhe, nedves klímát jelző barna erdőtalajok képződtek, melyeknek két fő horizontjuk fejlődött ki a területen a „Faksi homoktalaj (Ph)” és a „Mende Bázis (MB) talajkomplexumok”.

Az MB és nagy valószínűséggel a „Basaharc Dupla (BD) talajok” képződése közti időszakban újabb kiemelkedés volt a területen, amihez jelentős erózió társult (mintegy 280–170 ezer év között). A letarolódást a Beremendi-hegy központi részén areális nyesett felszínek jelzik. Ezek külső, hegylábi peremén pedig vonalas eróziós akkumuláció eredményeként a hegy láb felé fokozatosan paddá vastagodó koptatott mészkonkréció–kavics zsinór húzódik a bányaterület idős és fiatal löszsorozata között.

A fiatal löszsorozat alsó összetételének középső-, felső részén a hideg klímazakaszokhoz kötött típusos lösz képződése mellett jelentős volt a lejtőlösz lerakódása és a törmeléken lejtőüledék képződése is, melyek között jól nyomozható, fokozatos átmenet látszik, mégpedig úgy, hogy a hegytől távolodva fokozatosan uralomra jut az eolikus üledékképződés. Az összlet képződése idején az interstadiálisok éghajlata kissé szárazabbá vált és erdőssztyepp talajok keletkeztek a



területen. Ezek alulról felfelé a BD és a „Mende Felső (MF) talajkomplexumok” (170–45 ezer év között).

A fiatal löszsorozat felső összletének interstadiális szakaszaiban az éghajlat kicsit még szárazabb lett, mint a feküösszlet talajképződési ciklusaiban, és a talajképződés rövidebb ideig tartott. Az összletet legtöbb helyen gyengén fejlett szelvényű csernozjom jellegű talajképződés a humuszos horizont (H) kialakulása jellemzi.

A holocén folyamán a terület központi részén kifejlődött recens csernozjom barna erdőtalaj (Rt) a terület éghajlatának jelenlegi mikroklímáját tükrözi.

### Köszönetnyilvánítás

Itt köszönjük meg mindazok munkáját, akik segítették a feladat megoldását. A pályázatban megfogalmazott célok megvalósulásában úttörő szerep hárult HAVASI Ildikóra, a Duna-Dráva Nemzeti Park Igazgatóság munkatársára, aki a KAC-pályázattal kapcsolatos tennivalók döntő hányadát elvégezte és az Igazgatóság részéről a műszaki ellenőri teendőket is ellátta.

Nagy segítségünkre volt CSERNOK Miklós hegymászó, a több, mint 20 m magas meredek fal mintázásában.

A kutatómunka különböző terepi, adatgyűjtési, dokumentációs, földtani, genetikai, mikrostrukturális és földtani kiértékelő fejezeteiben a szerzőkön kívül Dr. KAISER Miklós és KOVÁCS András vettek részt.

Az alapszelvény tematikus vizsgálatait, azok kiértékelését és a zárójelentésbe történő beépítését Dr. FÖLDVÁRI Mária (termoanalitikai elemzések), PARTÉNYI Zoltánné és HOZER Ferencné (szedimentológia), Dr. KOVÁCS-PÁLFFY Péter (röntgendiffrakció), Dr. KORDOS László (öslénytan, őserinces vizsgálatok), LANTOS Miklós (paleomágneses mintázás és vizsgálatok), BALLÓKNÉ HORVÁTH Zsuzsanna (teljes kémiai elemzés) végezték. A laboratóriumi vizsgálatok mintaelőkészítését és a mikrostruktúra vizsgálatok elvégzéséhez szükséges nagyfelületű talajciszolatokat FENESI Ferenc végezte, illetve készítette el. Az öslénytani célú iszapolást és a nagyszámú csontlelet válogatását ILLÉS Dezső végezte. Köszönjük gondos munkájukat.

### Irodalom – References

- CSÁSZÁR G. & FARKAS L. 1984: Újabb bauxitszintre utaló indikációk a Villányi-hegységben. – *MÁFI Évi Jelentése* 1982, 237–243.
- DEÁK I., KARÁCSONYI S. & SCHEUER Gy. 1969: Vízföldtani tapasztalatok Beremend környékén. – *Hidrológiai Közöny* 11, 503–515.
- FÜLÖP J. 1966: A Villányi-hegység kréta-időszaki képződményei. – *Geologica Hungarica series Geologica* 15.
- GERASZIMOV, I. P. 1974: A paleotalajok természete és eredete. – *Agrokémia és Talajtan* 23/1–2, 1–10.
- JÁNOSSY D. 1979: A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 207 p.
- JÁNOSSY, D. 1987: Altstepleistozane Vertebratenfauna von Beremend 15 (Süd-Ungarn). – *Fragm. Min. et Pal.* 13, 89–96.
- JÁNOSSY D. 1992: Lower pleistocene bird remains from Beremend, S-Hungary, Loc. 15. And 16. – *Aquila* 99, 9–25.

- JÁNOSY, D. 1996: Lower pleistocene vertebrate faunas from the localities 16 and 17 of Beremend (Southern Hungary). – *Fragm. Min. et Pal.* **18**, 91–102.
- JÁMBOR, Á. 1989: Review of the geology of the s. l. Pannonian formations of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **32**, 269–324.
- KNAUER 1991: A Magyar Állami Földtani Intézet bauxitföldtani munkálatai 1986–90 között. – Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest. 7 p.
- KOLOSZÁR L. & MARSÍ I. 2000: A felszíni képződmények földtani térképe 1:100000. Síklós. – Kézirat, Sík és Dombvidéki Térképezési Osztály Adattára.
- KOLOSZÁR L. & MARSÍ I. (szerk.) 2001: A beremendi kőbánya pliocén és pleisztocén rétegeinek leletmentése és földtani dokumentációja. – Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, 195 p.
- KORDOS L. 1991: Magyarország geológiai alapszelvényei. Villányi-hegység, Beremend, felső-pliocén ösgerinces lelőhelyek. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 4 p.
- KORMOS T. 1911–12: Canis (Cercodyon) Petényii n. sp. és egyéb érdekes leletek Baranya megyéből. – *MÁFI Évkönyv* **19/4**, 151–178.
- KORMOS T. 1912: A magyarországi pregaciális fauna származástani problémája. – Koch Emlékkönyv, 45–58.
- KORMOS T. 1937: A Villányi-hegység felső-pliocénkori csontbreccsáinak földtani viszonyai és a lelőhelyek története. – *Matematikai és Természettudományi Értesítő* **57**, 1061–1100.
- KRETZOI M. 1956: A Villányi-hegység alsó-pleisztocén gerinces-faunái. – *Geologica Hungarica series Palaeontologica* **27**, 7–123.
- KUBINYI F. 1863: A beremendi Jura-mészkepletről, kivált az abban található csonttorlatról; egyszersmind felszólítás a természettudományi és archeológiai tárgyakra az M. N. Múzeum számára leendő gyűjtése és ezen intézetnek biztosítása tárgyában. – *Magyar Orvosok és Természettudósok Vándorgyűlésének Munkálatai* **8**, 73–79.
- LENGYEL I., DEÁK I., FONÓ A-né, KARÁCSONYI S., LACZKOVICS J. & VINCZE L. 1966: Baranya megyei Cement és Mészmu nyersanyagkutatása. – Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest, 103 p., 20 táblázat, 22 térkép.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MARSÍ, I. 2002: A mórággy-rög és a Hegyhát térségi posztpannóniai képződmények kifejlődése és jellemzése. – *Földtani Közlemények* **132/különszám**, 71–82.
- MÉHELY L. 1908: Prospalax priscus (Nhrq.) a mai Spalaxok őse. – *Mathematikai és Természettudományi Közlemények* **30**, 243–258.
- MÉHELY K. 1909: A földi kutyák fajai származás- és rendszertani tekintetben. – Budapest, 353 p.
- MÉHELY K. 1914: Fibrinae Hungariae. Magyarország harmad- és negyedkori gyökeresfogó poczkai, különös tekintettel a fajformálódás tényezőire és időszakaira. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **12**, 155–243.
- NEHRING, A. 1879: Fossil reste kleine Saugethiere aus dem Diluvium von Nussdorf bei Wien. – *Jahrbuch der der Geologischen Reichsanstalt* **29**, 475–492.
- NÉMEDI Z. 1965: Beremend I. sz. fúrás rétegsora. – Kézirat. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest. 19 p., két melléklet.
- PETÉNYI S. J. 1864: A beremendi mészkbánya természetrajz- és őslénytanilag leírva. – Hátrahagyott munkái, 35–81.
- PETERS K. F. 1863: Über den Lias von Fünfkirchen. – *Sitzungsberichte d. k. Ak. D. Wiss. Wien. Mat. Nat. Kl.* **46/1**, 241–293.
- PÉCSI, M. 1995: Loess stratigraphy and Quaternary climatic change. – *Loess inForm* **3**, 23–30.
- PONGRÁCZ L. (szerk.) 1999: A beremendi Szőlő-hegy természettudományi kutatásának 150 éve. – Alkalmi Kiadvány, Beremend, 149 p.
- TAKÁCSNÉ BOLNER K. 1985: A beremendi-Kristály-barlang. – *Karszt és barlang* **1985, I–II**, 3–12.
- Kézirat beérkezett: 2002. 04. 15.

## I. Tábla – Plate I

## Beremend Szőlő-hegy – Szőlő Hill in Beremend

1. A mintázott vörösagyag torony szelvénye a kutatás kezdetén  
*The section of the investigated red clay column at the beginning of the study*
2. A mintázott vörösagyag torony szelvénye 2001 végén  
*The section of the investigated red clay column at the end of 2001*

## II. Tábla – Plate II

## Beremend Szőlő-hegy – Szőlő Hill in Beremend

1. Mész-kötőrmelékkel tagolt vörösagyag  
*Red clay interbedded by limestone clasts*
2. Sávosan rétegzett vörösagyag  
*Banded stratified red clay*

## III. Tábla – Plate III

## Beremend Szőlő-hegy – Szőlő Hill in Beremend

1. Epigenetikus limonitosodás, mangánosodás (19,5 m; 63×, N =)  
*Epigenetic ferritisation, manganisation (19,5 m; 63×, N =)*
2. Laminárisan rétegzett agyag (18,5 m; 63×, N =)  
*Laminarily stratified red clay (18,5 m; 63×, N =)*

## IV. Tábla – Plate IV

## Beremend Szőlő-hegy – Szőlő Hill in Beremend

1. Lassú lejtőmozgásos szerkezet (9,5 m; 63×, N =)  
*Slowly gliding structure (9,5 m; 63×, N =)*
2. Kiválóan keresztarétegzett szerkezet (3,5 m; 63×, N +)  
*Strongly cross bedded structure (3,5 m; 63×, N +)*

## V. Tábla – Table V

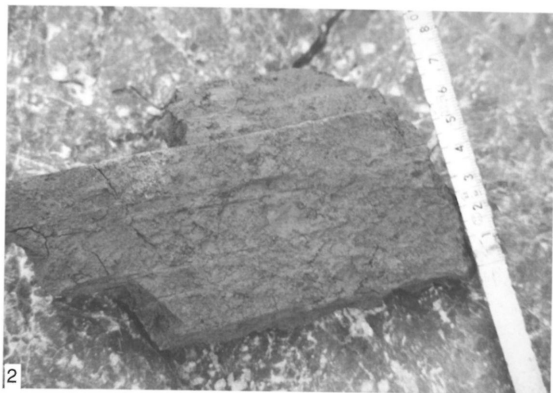
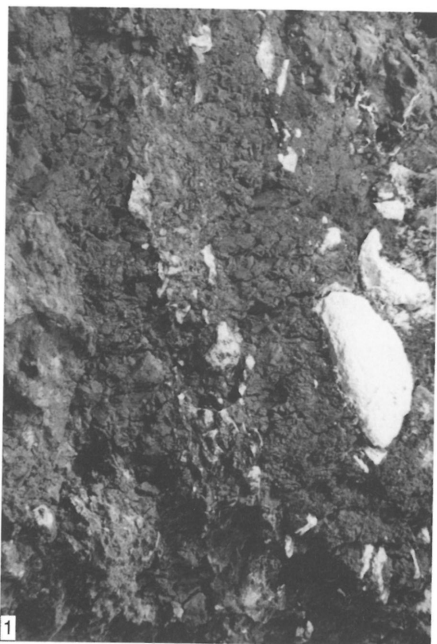
## Beremend Szőlő-hegy – Szőlő Hill in Beremend

1. Lössképződmények felső szakasza  
*Upper part of the loess sediments*
2. Lössképződmények középső szakasza  
*Middle part of the loess sediments*

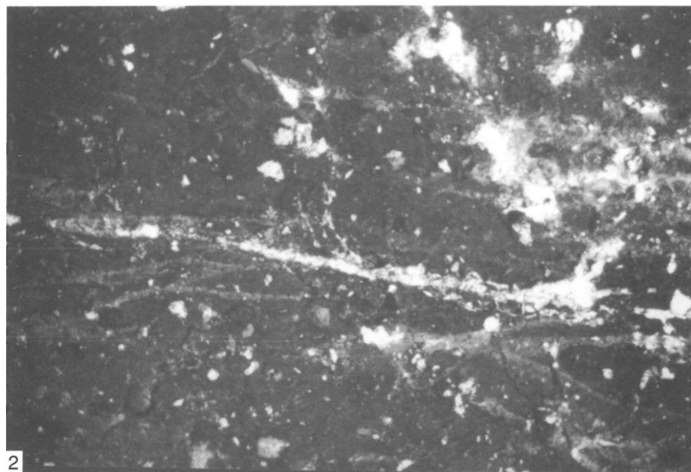
## I. tábla – Plate I



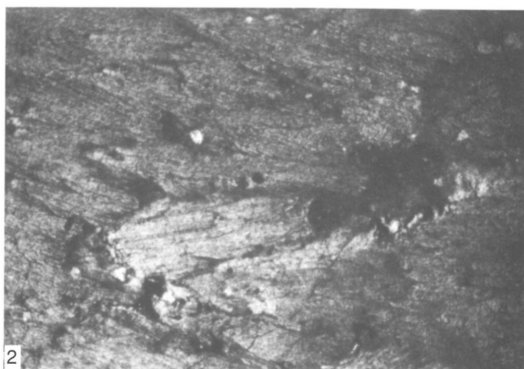
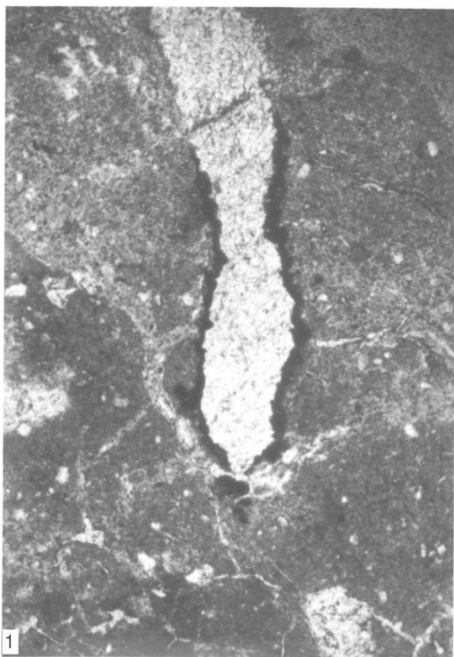
II. tábla – Plate II



## III. tábla – Plate III



IV. tábla – Plate IV



## V. tábla – Plate V





## Goslarit előfordulása a romániai Láposbányán (Băița)

*The occurrence of goslarite at Băița (Láposbánya), Maramures, Romania*

RÉTHY Károly<sup>1</sup>

(1 ábra, 1 táblázat)

*Tárgyszavak: mineralógia, ásványgenetika, goslarit*  
*Keywords: mineralogy, mineral genesis, goslarite*

### Abstract

Goslarite ( $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) occurs in two important ore deposits in the Baia Mare (Nagybánya) area of Northern Transylvania: at Baia Sprie (Felsőbánya) and Băița (Láposbánya). This secondary mineral is an alteration product of primary zinc-bearing sulphide minerals such as sphalerite and wurtzite; the latter is the more common form of ZnS at Băița. Spectrographic analyses of goslarite from Băița show that a substantial amount of Zn has been isomorphously replaced by Mg and to a lesser degree by Fe. This was also due to the presence of epsomite (hexahidrite) to a certain extent. Mg substitution amounts to 15%, therefore this mineral is a magnesiangoslarite. The Fe content of the Băița goslarite is low – generally less than 1%. Goslarite shows no incorporation of trace elements like Cd, In, Ga, Ge and Sn, which are common in the parent minerals sphalerite and wurtzite.

A considerable amount of goslarite formed on the ore of the pillars at the 427 (Valea Mare) level of Vein 142, under 5–6% humidity, 24–28 °C, and with a weak air current.

### Összefoglalás

Nagybánya (Baia Mare) környékén Észak-Erdélyben, a goslarit ( $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) két jelentős érdeklőhelyről ismert, Felsőbányáról (Baia Sprie) és Láposbányáról (Băița). Képződése az elsődleges cink-szulfidoknak, vagyis a szfaleritnek és – mivel Láposbányán, ahol a goslarit képződött, a wurtzit gyakoribb mint a szfalerit – több mint valószínű a wurtzitnak az oxidációs övben történő elbomlásához kötődik. A szinképelemzési eredmények alapján a láposbányai goslarit összetételében – a cinket izomorf módon helyettesítve – a Mg és a Fe is jelen van. Részben pedig az epsomit (hexahidrit) jelenlétének köszönhetően. Mivel a Mg-beépülés eléri a 15%-ot, a láposbányai ásványt magnéziumtartalmú goslaritnak lehet nevezni. A Fe jelenléte sokkal alacsonyabb, minden esetben 1% alatt maradt. A goslaritmintákban a primer cink-szulfidokhoz (szfalerithez, wurtzithoz) kapcsolódó nyomelemek, vagyis a Cd, In, Ga, Ge és Sn nem voltak kimutathatók.

A goslarit jelentősebb mennyiségben 5–6%-os páratartalom, 24–28 °C hőmérséklet, gyenge légáramlat mellett képződött a 142-es telér 427-es (Valea Mare) szintjén, a biztonsági pillérek ércén.

### Bevezetés

A goslarit, e másodlagosan képződő víztartalmú cink-szulfát nevét Haidinger (1845) adta a Harz-hegységben található Goslar város után, melynek környékén jelentős ércbányák működtek. Itteni előfordulásáról már Agricola megemlékezett (Linck 1930). A Kárpát-medencében a goslarit Szlovákiában Selmečbánya (Banská Štiavnica), Úrvölgy (Špania Dolina), Hodrusbánya (Hodruša-Hámre), Szomolnok (Smolník) és Újbánya (Nová Bana) lelőhelyekről ismert. Romániában Újmoldova (Moldova Nouă), Dognácska (Dognecea), Szászabánya (Sasca

<sup>1</sup>1046 Budapest, Dunakeszi u. 6. 3/10.

Montaná) és Rézbánya (Băița Bihor) lelőhelyekről említik (SZAKÁLL 2002). Az eddig ismertetett lelőhelyeken kívül, Magyarországon a nagybörzsönyi ércesedések between volt még fellelhető (SZAKÁLL & GATTER 1993).

A goslarit ( $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$ ) Nagybánya és környéke ércesedései közül Felsőbányáról (RĂDULESCU & DIMITRESCU 1966) és Láposbányáról ismert. Az utóbbi lelőhelyet MANILICI (1988), majd az ásvány megtalálója, RÉTHY (1998) említette. Az itt talált goslarit részletesebb ismertetésére azonban eddig még nem került sor. E dolgozat célja a láposbányai goslarit kristályosodási körülményeinek és megjelenési formáinak, szűkebb helyének bemutatása a megfigyelések és tapasztalatok alapján.

### A lelőhely ismertetése

A láposbányai goslarit a Nagybányától 6 kilométerre északnyugatra fekvő Handalkő (Piatra Handal) nevű vulkáni kürtőtől délkeletre található polimetallikus telérsoport (1. ábra) egyes teléreinek ércesedésében volt fellelhető. A jelentős átalakulást mutató piroxéndezitben, a felső-badeni és alsó-szarmata korú márga, agyag valamint agyagos márga kőzetekben található mezo-epitermális ércesedések oxidációs zónájában fordul elő. Jelentősebb mennyiségben, friss kivirágzások formájában, a polimetallikus jellegű 142-es telér 427-es (Valea Mare) szintjén képződött. Itt a hetvenes években kitermelt, cinkércsekben (wurtzitban, szfaleritben) gazdag délnyugati részen található tárnában, mintegy 100 méteres szakaszon a bennmaradt biztonsági pillérek ércanyagán virágzott ki, ott, ahol a légáramlás nem volt erős, és a levegő hőmérséklete 24–28 °C, a páratartalom pedig 5–6% között mozgott. A goslarit előfordulás tehát nem szintekhez, hanem az optimális környezeti viszonyokhoz kötődött.

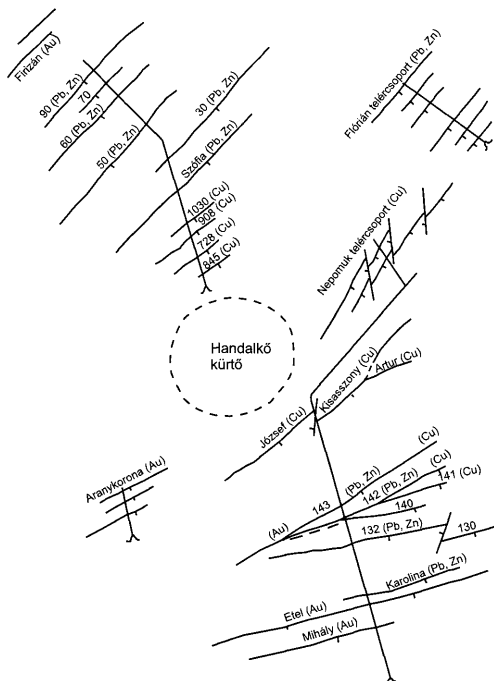
A láposbányai goslarit a legtöbbször hosszú, vékony, törékeny, selymes, néha pedig 4–5 cm hosszúságot is meghaladó oszlopok, lapított tús kristályok formájában, vagy pompás kristálycsoportokba rendeződve volt jelen. Máskor pedig vékony hajszál- és tűszerű kivirágzásokat vagy csillagszerű alakzatokat, sugaras pamacsokba rendeződött kristálycsoportokat lehetett megfigyelni. Ezek azonban a megváltozott környezeti tényezőkre – légáramlat, hőmérséklet és a levegő páratartalmának változására – reagálva, hamar bomlásnak indultak. A hosszabb kristályok először meghajlottak, a pamacsokba rendeződött kristálycsoportok vesésfürtös vagy apró gömbös aggregátumokba zsugorodtak, majd szemcsés, illetve földes kéreget, bevonatokat képeztek. Végül pedig egybeolvadtak a környezetükben található agyagos, földes masszával. A kristályok vízben oldódnak, kesernyés ízűek. A legtöbb esetben üvegfényűek, áttetszők, színtelenek, fehérek, sárgásfehérek vagy szürkések voltak.

A Láposbányán gyűjtött minták többségét jól kristályosodott anyag képezte. A minták vegyi összetételének minőségi és mennyiségi meghatározására és kiértékelésére a nyolcvanas években került sor.

Az itt begyűjtött két nagyobb mennyiségű mintában a Zn : Mg : Fe aránya 84 : 15 : 1. A Fe valószínűleg a wurtzitból és a szfaleritből származik, amelyeknek átlagos Fe-tartalma 13,5% (MIHÁLKA 2003). A Mg feltehetően valamelyik kőzetalkotó szilikátból vagy más ásványfázisból eredhetett. A vizsgált mintákban

az elméletileg számítható 28,30% ZnO helyett csak 24,05% volt, mellette 4,21% MgO, valamint 0,05% FeO.

Régóta ismert, hogy a goslarit ( $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) és az epsomit ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) korlátlanul elegyedhet egymással, viszont az epsomitsor ásványaiban a Fe(II) beépülése csak korlátozott (PALACHE et al. 1951). Ha a láposbányai goslarit-



1. ábra. A 142-es telér helyzete a vulkáni kúrtóhoz viszonyítva

Fig. 1 The position of vein No. 142 in compared to the volcanic crater

mintákat homogénnek tartjuk, akkor az elemzések alapján magnéziumtartalmú goslaritból állnak. A helyzet azonban nem ennyire egyértelmű, ugyanis a mikroszkópi vizsgálatok arra utalnak, hogy a minták egy része inhomogén. Egyes mintáknál két eltérő szimmetriájú ásvány volt kimutatható: egy rombos amely a goslaritnak ( $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), és egy monoklin amely a hexahidritnek ( $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ) felel meg. Ezek vékony lemezes összenövéseket alkottak egymással. A hexahidrit vélhetőleg epsomit dehidratációs termék. A két ásvány jelenlétét termodifferenciális anyagvizsgálat is megerősítette (MANILCI 1988).

A láposbányai goslaritmintákban az elsődleges cink-szulfidokból (wurtzitból, szfaleritből) a nagybányai bányászati kutató és tervező intézet (Institut de Cercetări si Proiectări Miniere pentru Mineruri Neferoase, ICPMMN) laboratóriumában kimutatott nyomelemek (I. táblázat), nem voltak megtalálhatók.

I. táblázat. Láposbányai Zn-szulfid minták nyomelem-összetétele  
Table I Trace element concentrations of the Băița (Láposbánya) Zn sulphide samples

1	2	3	4	5	6
Ge	I 2651,1	Ta 2653,3	10	10–100	35,0
Ga	I 2943,6	Ni	3 <sup>(1)</sup>	10–100	100
Sn	I 3034,1		10	5–15	69,0
Cd	I 3261,0	Sn 3262,3	10	500–3500	88,4
In	I 4511,3		10	10–20	41,2

(1) elem, (2) az elemzővonal hullámhossza, (A), (3) vonalegybeesés, (4) kimutatási határ (ppm) <sup>[1]</sup> forgó korongelektroddal], (5) mennyiségi tartomány (ppm), (6) megjelenési gyakoriság (%). Az elemzési pontosság  $\pm 20\%$ -os (MIHÁLKA, 2003)

### A goslarit keletkezésének genetikai összefüggései

A szakirodalmi adatok és a helyszíni megfigyelések is azt igazolják, hogy a goslarit képződéséhez szükséges kiindulási anyag az elsődleges cink-szulfid. Ezzel kapcsolatban a legtöbb szerző csupán a szfaleritet említi. Ezzel szemben Láposbányán ebben a folyamatban a wurtzit, a cink-szulfid polimorf módosulata is ugyanolyan szerepet kaphatott, mint máshol a szfalerit. A láposbányai goslarit előfordulási helyén mind a szfalerit, mind a wurtzit jelen volt. A sugaras-héjas tömegeket alkotó wurtzit, a 142-es telérnek e szintjétől egészen a felszínig sokkal nagyobb mennyiségben volt jelen, mint a szfalerit. Így a feltételezés nem alaptalan, ha közvetlen bizonyítást nem is nyert.

A laboratóriumi kísérletek azt igazolják, hogy a szulfidok hideg vízben nehezen oldódnak. Azonban már a 10%-os kénsavas oldatok, amelyenek az itteni ércesedésekben is természetes körülmények közt képződnek, könnyen megtámadják az elsődleges szulfidok egyes tagjait, köztük a cink-szulfidokat is (PETRULIAN 1973). Így a láposbányai goslarit képződése is több mint valószínű, hogy a primer cink-szulfidok oldódását elősegítő agresszív kénsavas oldatok jelenlétével is kapcsolatba hozható. A szulfidok szulfáttá alakulásában azonban jelentős szerephez juthattak egyes savtűrő baktériumok is. Ezek közül is a Siderocapsacea családba tartozó *Ferrobacillus ferrooxydans* tartják a legaktívabbnak a megfelelő hőmérséklet és savasság (4,5 pH) mellett (SUTTON & CARRICK 1963). A kutatók az ilyen irányú kísérleteiket a szfaleritet tartalmazó anyagokra is kiterjesztették.

A Miszt- és Láposbánya bányavizeiből vett mintákban, amelyet ȚINTILĂ és DOBROTA, a bukaresti I.P.G.G. munkatársai elemeztek, 3-as pH mellett magas Cu- és Zn-tartalmat mutattak ki. A bukaresti egyetem Mikrobiológiai Tanszékének munkatársai pedig a vizsgálatok során a *Ferrobacillus ferrooxydans* mellett a *Thiobacillus ferrooxydans* jelenlétét is kimutatták, ezek kénvegyületeket oxidálnak (MANILICI 1988). Így nem kizárt, hogy ezek a baktériumok Miszt- és Láposbányán

is szerephez juthattak a cink-szulfidok lebontásában, és a goslarit képződésének folyamatában. A megfelelő hőmérséklet és savasság mellett, amely az itteni bányákban 2–4 pH között van, a biológiai katalizátor szerepét tölthették be. Azonban ezt a képződési módot Lăpoșbányán teljes bizonyossággal nem sikerült kimutatni.

Az érctestek kinyitása után, amikor az oxidációs folyamatok felgyorsultak, nőtt a hőmérséklet és a bányavizek pH-ja jelentősen megváltozott, a fent említett folyamatok is felgyorsultak. Így a melegebb zónákban az oxidációs folyamat és a primer ásványok lebomlása sokkal gyorsabb lett, mint a hűvösebb zónákban. Azonban, mint azt a goslarit ( $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$ ), epsomit ( $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ ), melanterit ( $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ ), mallardit ( $MnSO_4 \cdot 7H_2O$ ) boothit  $Cu(SO_4) \cdot 7H_2O$  és más hasonló jellegű ásványok esetében tapasztaltuk, a víztartalmú szulfátok képződésének és megmaradásának a magas hőmérséklet sem kedvezett.

A lăpoșbányai tapasztalatok is azt bizonyítják, hogy a goslarit képződése és fennmaradása csak 24–28 °C közötti hőmérséklet és 5–6%-os páratartalom mellett lehetséges, amihez gyenge légáramlat is szükséges. A környezet hőmérsékletének és páratartalmának stabilitásában ugyanis a légáramlatnak is jelentős szerepe van. Így ez a tényező sem hagyható figyelmen kívül, amikor a goslarit képződését természetes környezeti viszonyok közt vizsgáljuk.

### Köszönetnyilvánítás

Ezúton mondok köszönetet PAPP Gábor és SZAKÁLL Sándor lektoroknak, a kézirat alapos áttekintéséért, észrevételeikért és segítségükért.

### Irodalom – References

- HÄJDINGER, W. 1845: Handbuch der bestimmenden Mineralogie. – Braumüller & Seidel, Wien, 630 p.
- LINCK, G. (szerk.) 1930: Handbuch der Mineralogie. Sulfate, Chromate, Molybdate, Wolframate, Uranate. – de Gruyter & Co., Berlin & Leipzig.
- MANILICI, V. 1988: Date asupra compoziției mineralogice și a temperaturilor de cristalizare din zăcământul Baița-Nistru (Jud. Maramureș). – *Dări de Seamă a Inst. Geol. Geofiz.* 72–73/2, (1985,1986), 47–64.
- MIHÁLKA I. 2003: A ritkalelemek eloszlása a misztbányai érctelep teléreiben, a fő ásványokban és ércdúsítványokban. – *Kézirat*, 20 p.
- PALACHE, C. H., BERMAN, H. & FRONDEL, C. 1951: Dana's system of mineralogy 2. – Wiley, New York, 1124 p.
- PETRULIAN, N. 1973: Zăcămintele de minerale utile. – Ed. Tehn. București, 194–199.
- RĂDULESCU, D. & DIMITRESCU, R. 1966: Mineralogia Topografică a României. – Ed. Acad. RSR, București, 376 p.
- RÉTHY K. 1998: Lăpoș- és Misztbánya teleptani viszonyai. – *Földtani Kutatás* 35/4, 6–12.
- SUTTON, J. A. & CARRICK, J. O. 1963: Microbial leaching of copper minerals. – *Min. Eng.* 15.
- SZAKÁLL S. & GATTER I. 1993: Magyarországi ásványfajok. – Miskolc, 131 p.
- SZAKÁLL, S. (szerk.) 2002: Minerals of the Carpathians. – Granit, Prague, 479 p.
- Kézirat beérkezett: 2003. 09. 03.



## BENKŐ Ferenc külföldi egyetemjárása peregrinációs albuma és diáriuma alapján

*The studies of Ferenc BENKŐ on foreign universities  
– according to his Peregrination Album and Diary*

HUBBES Éva\*

(3 ábra)

*Tárgyszavak: tudománytörténet, ásványtan, 18. sz.  
Keywords: history of geology, mineralogy, 18th c.*

### Abstract

Ferenc BENKŐ (1745–1816) was a Calvinist minister, college teacher and mineralogist. He was also the first Hungarian translator of WERNER and author of the first Hungarian textbook on Mineralogy ("Magyar Minerologia"). The least-known period of his life is his 'peregrination', the period of his studies in foreign universities. The best sources relating to this period are his "Peregrination Album" (recently detected by the author of this study) and his Diary. Using these sources his biography can be completed and corrected.

His first tour took him to Zurich, where he studied theology in the years 1776–1778. The second stage of his studies was in Göttingen in 1780–1782. Here he became a versatile naturalist under the influence of famous teachers. He learned the work of WERNER on the external characteristics of minerals with the help of GMELIN, and he translated it into Hungarian in 1782.

Since 1868 biographers of BENKŐ have claimed that he studied in Jena. More recently, his studies in Basel have also been mentioned. These assumptions, however, proved to be erroneous given the details of the Album and other documents.

### Összefoglalás

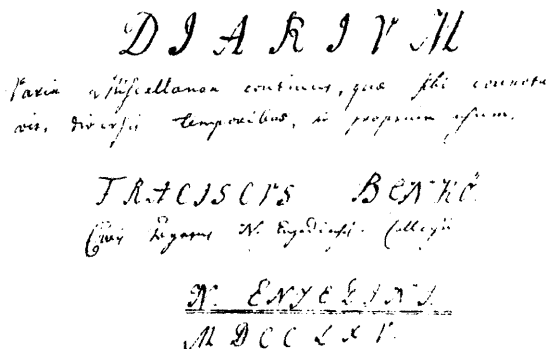
BENKŐ Ferenc (1745–1816) református lelkész, kollégiumi tanár, mineralógus, WERNER első fordítója és az első magyar nyelvű ásványtan, a Magyar Minerologia írója. Életének legkevésbé ismert szakasza a peregrinációja. Külföldi egyetemjárását a fennmaradt és nemrégiben megtalált peregrinációs albumával és a diáriumával nyomon követhetjük, a szakirodalomba korábban becsúszott tévedéseket kiigazíthatjuk.

BENKŐ első útja 1776–1778-ban Zürichbe vezetett. Itt ösztöndíjjal teológiát tanult. Göttingenben töltött második peregrinációja 1780–1782 közé esik. Itteni neves tanárai hatására sokoldalú természettudóssá vált. GMELIN segítségével ismeri meg WERNER munkáját az ásványok külső ismertetőjegyeiről, s ott – még 1782-ben – le is fordítja.

Elsősorban az albuma, de más bizonyítékok megvizsgálása alapján az 1868 óta életrajzaiban szereplő jénai tanulása – illetve az újabban felmerült bázeli is – tévesnek bizonyult.

### Benkő külsországi egyetemjárásainak dokumentumai

A címből fakadóan szükségesnek tartom, hogy néhány szóban kitérjek BENKŐ Ferenc peregrinációjára vonatkozó ismereteink két fő forrására – az albumára (3. ábra) és diáriumára (1. ábra) –, valamint a Székelyudvarhelyen, Nagyenyeden és Marosvásárhelyen fellelhető tárgyasult adatnyomokra és bizonyítékokra is.



1. ábra. Az utinapló (DIARIUM) címodala

Fig. 1 Title-page of the DIARIUM

Külföldi egyetemjárásának leghitelesebb forrása a peregrinációs albuma<sup>1</sup>. Ezt az 1960-as évek vége felé jómagam fedeztem fel, amikor Székelyudvarhely egykori katolikus gimnáziuma régi könyvvállományát a város Tudományos Könyvtára részére átvettem. Az album meghatározó jelentőségét a beírók – számuk 189 – bejegyzéseinek pontos keltezése, helymegjelölése és kézjegye biztosítja. Segítségével BENKÓ mindkét külföldi útja pontosan nyomon követhető.

A még enyedi kollégistaként 1765-ben megkezdett diáriuma csak a második, göttingai útjához köthető. E kéziratot a város múzeuma az 1970-es években – magánszemélytől – vásárlás révén szerezte meg, most ezt is a Tudományos Könyvtár őrzi<sup>2</sup>. Az említett múzeum egykori muzeológusa, VARGA Árpád, az Erdélyi Múzeum 1993. évi folyamában (VARGA 1993) részben közölte szövegét. Betegsége és időközbeni elhalálása miatt, sajnálatosan, már nem tudta felhasználni az album nyújtotta adatokat, így BENKÓ második peregrinációja útvonalánál helyenként tévedett. Ez a tény is az albumnak a diáriummal szembeni perdöntő jelentőségét bizonyítja.

Az említett katolikus gimnázium könyvvállományával egy enyedi iskolai, meg néhány göttingeni egyetemi jegyzete<sup>3</sup> került még be a Tudományos Könyvtárba. A marosvásárhelyi Teleki–Bolyai Téka pedig Johann BECKMANN két előadását őrzi BENKÓ általi fordításban.

A nagyenyedi Bethlen Dokumentációs Könyvtárban 'BENKÓ Ferenc hagyatéka' néven<sup>4</sup> kezelt kéziratok anyagban lehető fel többek között: az első külföldi tanulmányútját lehetővé tevő ajánlólevél; és a nem kéziratok, de igen jelentős kismenyomtatvány (2. ábra) – a Catalogus studiosorum et scholasticorum Gymnasii Turicensis – Collegium Carolinum – 1777-ből, mely igazolja Zürichben tanulását; s az ugyancsak ottani tanulmányait bizonyító, de az életútjára és családjára is vonatkozó igen hasznos adatokat tartalmazó, BODOLA Károly református lelkész tollával íródott, BENKÓ Ferencet és feleségét búcsúztató, eddig napvilágot nem



látott, ismeretlen halotti beszéd; valamint mindkét útjának passusa, bennük BENKŐ Ferenc reverzálisával, azaz útlevele s benne nyilatkozata-kötelevénye úticélját, tanulmányait illetően.

Míndezek segítségével szabatosabban tekinthetjük át a BENKŐ Ferenc életútjából legkevésbé ismert szakaszt: külszrági tanulmányútjait.

### A zürichi évek (1776–1778)

Enyedi kollégiumi tanulmányai befejeztével Benkő öt évig Ribicén, RIBITZEI Ádám, későbbi patrónusa, a híres erdélyi bányatulajdonos és bányászati szakember fiai mellett nevelősködött, és ez az időszak meghatározó volt az ásványtani érdeklődése felkeltésében. Így kicsit későn, harmincegy évesen kezdi csak meg egyetemi tanulmányait, 1776-ban. A szükséges, három kollégiumnál letett nyilvános vizsga alapján elnyert ajánlólevél és egyházi jóváhagyás révén a Guberniumtól Nagyszzebenben 1776. május 17-én kiállított, SZERENTSI (NAGY) Istvánnal közösen kapott útlevéllel kelhettek útra. Az utolsó erdélyi állomáshelyük augusztus 3-án Domokos (ma Dămăcușeni, Máramaros m.) volt, ott BENKŐ Ferencnek József nevű testvérét (Belső-Szolnok komisszáriusát, biztosát) látogatták meg.

Albuma következő bejegyzései augusztus 15-én már Debrecenben íródtak, az ottani kollégium teológus diákjai: MINDSZENTI Sámuel, PÉTZELI József (id.) és mások a bejegyzők.

Augusztus végén már Bécsben van, útlevele reverzálisának a keltezése 28-a. Ebben úticéljaként Zürichet, tanulmányai tárgyául a teológiát jelölte meg. Valószínűsíthető, hogy az akkor egyetlen enyedi diák számára biztosított zürichi ösztöndíjat vette igénybe, kintléte alatt a Collegium Carolinumban nem volt más erdélyi diák. Albuma első zürichi bejegyzése: 1776. november 23. Kétéves helvéci tartózkodása alatt – még 1777-ben – ellátogat Bázélbe és Bernbe, de itt csak néhány ott tanuló magyar, illetve erdélyi egyetemi hallgató rótt be albumába emléksorokat.

Kis kitérőt kell tennem itt BENKŐ állítólagos bázéli tanulását illetően. Gyökeret vert az irodalomban BORZSÁK István tanulmánya nyomán, amely szerint

# CATALOGUS

## 1.) STUDIOSORUM ET SCHOLASTICORUM

### GYMNASII TURICENSIS

Ad Examen Autumnale,

MDCCLXXVII.

\*\*\*\*\*

### COLLEGIUM CAROLINUM.

*Classis Theologica.*

#### AUDITORES HONORARII.

Franciscus	Benkő.	Transylvanus.
Andreas	Rerhi.	Patak. Hung.
Paulus	Szandó.	Debr. Hung.
Alexander	Kuthj.	Debr. Hung.
Steph.	Heimerzi.	Patak. Hung.
Steph.	Kánói.	Debr. Hung.
Mich.	Wiráy.	Debr. Hung.
Joannes	Steller.	Patak. Hung.
Mich.	Katona.	Debr. Hung.
Jeremias	Allemanus.	} Rhæti.
Jacobus	Srupanus.	
Michael	Conradinus.	
Otto	Schucanus.	
Jacobus	Steinmüllerus.	

2. ábra. A zürichi Collegium Carolinum hallgatóinak vizsgánévora (CATALOGUS)

Fig. 2 List (CATALOGUS) of Student's names of the Collegium Carolinum (Zürich)

(BORZSÁK 1955) göttingai beiratkozásakor egykori bázeli diákként vezették be az anyakönyvbe. (Szerintem elírás vagy tévedés történt.) ZSINDELY István meg RÉVÉSZ Imre bázeli diákokat számba vevő írásaiban (ZSINDELY 1860) viszont nem találtam BENKÓ Ferenc nevére, az albumában is Bazelből csak egyetlen (magyar) diákbejegyzője van. Bázeli tanulását igazolandó, bizonyára nem mulasztotta volna el összegyűjteni ottani tanárai és diaktársai emléksorait, mint ahogy tette ezt Zürichben (és később Göttingenben). Az albumbeírások hitelessé tették az otthoniaknak az akadémiták egyetemi tanulmányait, ezért azokat – főleg tanulmányaik színhelyén – biztosan begyűjtötték.

Az egyetemjárások gyakorlatát követve, közvetlenül Zürichből való hazaindulása előtt, 1778 nyarán, BENKÓ 18 személytől kap elismerő búcsúsorokat. Professzorai közül csupán néhányat említek: Johann Kaspar MEJER, Johann Jakob ULRICH teológusok, a filozófus Kaspar HESS és Johann GESSNER, a fizika és matematika tanára, aki BOERHAAVE leideni professzor és BERNOULLI tanítványa volt. A természettudományok iránt már itthon is érdeklődő és fogékony BENKÓRE ő feltehetően nagy hatással volt. Az ásványtanhoz való már ottani kötődéséről vall az is, hogy Magyar Minerológiájában gyakran említ svájci ásványlelőhelyeket és ott ásványokat is gyűjtött.

Útlevele záradéka szerint szeptember 23-án újra Bécsben van, Debrecen érintésével tér haza, ott most már nemcsak diákok, hanem jeles professzorok, így VARGAS János is, jegyeznek albumába. Erről az első útjáról diáriuma semmit sem tartalmaz, feltehetően külön útinaplót vitt magával (ez lehetett az, amely Károly nevű fiához került), amely remélhetőleg még valahol lappang.

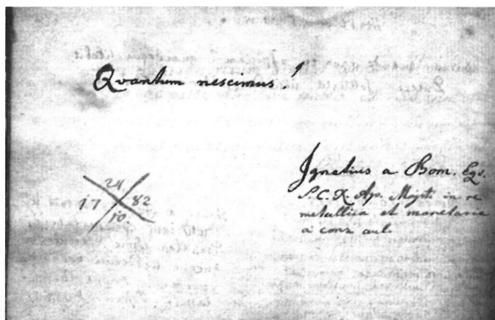
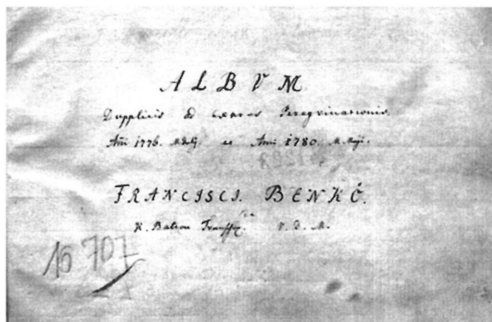
### A göttingai évek (1780–1782)

BENKÓnek második akadémiaira menetelére pártfogója – RIBITZEI Ádám – két idősebbik fiának, Károlynak és Dánielnek kísérőjeként nyílt lehetősége. Az 1780. február 22-én kiállított közös útlevelükkel – VARGA Árpád állításával szemben – csak május 22-e után indulhattak – ugyanis akkor Ribicén még volt beírója (3. ábra). Nyomon követésüknél az album mellett mostantól a diáriuma is felhasználható, ebben – betűrendben sorolva – az útjuk során érintett városok leírása található.

Első állomásukról írja: „Budán igen szép az Universitás, ottan a Natur Cabinét, Professor Abbas PILLER, az Bibliothéca Thec. PRAY és SCHÖNVISER, a Phisicum Auditora Prof. HORVÁTH, a Kunst és Müntz Cabinétok, kívált a Minerologia igen szép.”<sup>5</sup>

Pozsonyt elhagyva, útlevelük tanúsága szerint, június 8-án már Bécsben vannak. Sajnálatos, hogy itt kora kiváló csillagásztól, a jezsuita HELL Miksától – jöllehet találkozott vele s, ezt említi is diáriumában – nem kért bejegyzést albumába, mint ahogy tette ezt a feltaláló Friedrich KNAUS esetében. (Megjegyzem, lehetséges, hogy albuma nem volt éppen nála, ugyanis maga KNAUS sem az album eredeti papirosára írt!)

Útjukat Prágán és Drezdán keresztül folytatták. BENKÓ ásványtani érdeklődése a Prágáról írottak közül is kiolvasható: „Igen szép az Universitásba az három szakasz nagy Bibliotheca a Mathematic Cabinét, a Natur Cabinét sok drága Stufái



3. ábra. A peregrinációs ALBUM címoldala és egy oldala

Fig. 3 Title-page of the ALBUM and one of its pages

Idegen és haza Köveivel, kivált tetszet a Carpatusi kis két követske mely a vízbe fejből Sárgára[!], a más veressé változott, a Topázok mellyekben appro Insect Hangya Légy volt, A víz tseppes Kristály, A Tordai So melybe víz tsepp van... a Thecarius Sam MENDE. a Natur Cabinet Prof. ZAUSENER<sup>6</sup> Az említett személyek nevei július 12-i keltezéssel szerepelnek is az albumban.

Az Odera menti Frankfurt egyetemén BENKŐ előadásokat is hallgatott, jóllehet itt mindössze egy hetet tölthetett. Diáriumában írja: „nevezetes a Bibliotheca a Professorok a M. RECTOR, HAUSEN, DARIES, CAUSE, STOCHS akiket hallottam”<sup>7</sup>, mindannyian bejegyzői is albumának.

Július végére érkeznek Berlinbe, részletesen ír is a városról. Albuma itteni beírói közül kiemelem a berlini Tudós Társaság titkárát, Jean Henri FORMEY<sup>7</sup> és a filozófus Moses MENDELSSOHN.

Potsdam, Wittenberg, Halle, Lipcse érintésével érkeznek Jénába. Innen BENKŐnek csak egyetlen bejegyzője van: Johann Gottfried MÜLLER egyetemi

tanár és az ösztöndíjak ephorusa (felügyelője) személyében. Útjának albumbeli keltezéseit faggatva augusztus 19-én biztosan, de esetleg már 17–18-án Jénában tartózkod(hat)ott. Diáriumában is viszonylag keveset írt a városról. Ez ismételten arra kényszerít, hogy megkérdőjelezzem az itteni tanulását is. Az életét és tevékenységét összefoglaló írások [BARITZ nekrológja, a Közhasznú Esmeretek Tára, FERENCZY – DANIELIK életrajza, az Egyetemes Magyar Encyklopaedia (BARITZ 1817, FERENCZY & DANIELIK 1856)] 1868-ig, amikor SZATHMÁRY Károly közzétette az enyedi kollégium történetét (SZATHMÁRI 1868) (ahol mások mellett BENKŐ Ferenc születési és elhalálozási adatát is tévesen közli), nem is említik Jénában való tanulását. Ettől kezdve e hibás adat tovább örökítődött az irodalomban<sup>8</sup> (VITA 1957, 1968; ZOVÁNYI 1977, SZABÓ & SZÖGI 1998). Szerintem BENKŐnek a jénai Ásványtani Társaságban fennállott levelező tagsága sugallhatta a tévedést, ugyanis a Társaság tagjai zömükben valamikor az ottani egyetemen tanultak. Az említett BODOLA-féle halotti beszédben is – amely fél évvel halála után íródott – ugyan hibásan Jéna szerepel, de még akkor, korabeli kéz Tigurum-ra javította át a lapszélén, hisz akkor még (családja s a hozzá közel állók) jól ismerték a tény, azaz zürichi tanulását. Természetesen még utánanéztam a Jénában tanult ifjak nyilvántartását tartalmazó, s az általam hozzáférhető irodalomban ottani tanulásának (HAAN 1858; RÉVÉSZ 1861; SCHIEL & HERFURT 1875; MOKOS 1890), de azokban sem találkoztam BENKŐ Ferenc nevével.

Erfurt, Gotha és Kassel érintésével érnek 1780. augusztus 24-én Göttingenbe, és iratkoznak be szeptember 7-én a kor egyik leghaladóbb szellemű egyetemére, a Georgia Augustába. E hónaptól kezdődően BENKŐ diáriumába bevezette olvasmányai jegyzékét is. Zömük korabeli filozófiai, teológiai és természettudományos munka, szerzőik jórészt személyes ismerősök is (találkozott velük idevezető útján), valamint göttingai tanárai.

Diáriumában így ír az ottani körülményekről: „itt szállás egy ház egy oldal hálólházzal leg alább 25 thr. A Koszt holnap számra 5 rth. Esztendőre, a Professio 5 Tallér egy Cursuson leg alább privatissim pedig több... a bé iratása itten egy Nemes Ifjunak 8 Thr. Egy Burgernek akár honnan is 4. egy aki Más Univerzításokon is volt fél anyi.”

Az itt tanító hírneves professzorok meghatározó szerepet játszottak BENKŐ természettudóssá formálódásában. Az ásványtan tanára, a sokoldalú természet- tudós GMELIN közvetítésével ismeri meg WERNER könyvét az ásványok külső ismertetőjegyeiről, amelyet már ott, Göttingában, lefordított. GMELIN hatása a későbbi Magyar Minerológiájában is érezhető, a szakirodalomra való hivatkozásait böngészve látjuk, hogy főleg őrá és BORNra támaszkodott. GMELINre és a „tudós annales írók” nemzedékéhez tartozó, GATTERER prorektorra a Magyar Geographiájában is utal. Hallgatta a neves közgazdász, gazdasági szakembert BECKMANNt. Az egyetemi hallgatók számára igen jelentősek voltak a BECKMANN professzor vezette gyakorlati jellegű kirándulások is. Manufaktúrákat, gyárakat és bányákat látogattak meg. Különösen jelentős volt a Harz-hegység vidékének a megismerése. Az ásványtannal eljegyzett BENKŐ számára a Harz-hegységbeli kirándulás maradandó értékűnek bizonyult. A diáriumában ezt így rögzíté: „Hártz Hannoverába 10 órára Göttingától felettebb nevezetes bányász hely, a közepén levő Bloksberg körös körül rakva levén bányákkal. A nevezetesebbek a

mellyeket 782 August. az urfiakkal meg jártunk Clausthal mellett a Zellerfeld, az elsőbe vagynak pár Stompok, Kohok – híresebb bánya Dorothea Cather. S. János, a másba a híresebb bánya Glúksrád<sup>9</sup>...”.

Albuma is tükrözi e kirándulást: hat bejegyzője is akadt, közöttük a ma már világörökségnek számító Goslaron a bányászati szakember VOLKMAR meg a neves svéd utazó és mineralógus Samuel Gustav HERMELIN.

Hallgatta még az antropológia atyjaként emlegetett BLUMENBACHOT, az európai tekintélyű filológus HEYNÉ-t, a finn–ugor–magyar rokonság kérdésével, valamint Oroszország és Kelet-Európa történetével foglalkozó SCHLÖZERT és kora számos már közismert professzorát. A tőlük kapott szellemi hatások meghatározó szerepet játszottak BENKŐ sokoldalú, alkotó értelmiségivé válásában.

Albuma göttingeni beíróinak száma közel harminc, neves tanárai mellett diáktársai közül (kik későbbi jelesek) tallózva csak a statisztikus SCHWARTNER Márton, a jogász, országgyűlési követ PÉCHY Imrét és a szintén jogász, későbbi királyi kamarás, MTA-tag PRÓNAY Sándort emelem ki. Beírói zöme 1782 augusztusában, közvetlenül hazaindulása előtt – ahogy az szokásos volt – írt emlékező és elismerő sorokat úti emlékkönyvébe.

Bécsben BENKŐ közel egy hónapot időzött, itteni találkozásai közül a legjelentősebb: kora jeles vegyészével, mineralógusával és bányász-kohász szakemberével, a BORN Ignáccal való volt. BORN, akkoriban a bécsi „Zur wahren Eintracht” szabadkőművespáholy mestere, találkozásuk keltezését – 1782. 10. 24. – az albumba a szabadkőműves-szimbólumként is használt Andráskeresztbe írta (3. ábra). Ekkor már BENKŐ Ferenc tarsolyában volt a Werner-fordítás, amelyet bizonyára meg is tárgyalt azzal a BORNnal, akinek a munkásságára ásványtani munkáiban támaszkodott és hivatkozott is.

Hazatérte után peregrinációs albumának utóélete – ekkortól már csak emlékkönyvnek tekinthető – az otthoni kapcsolatairól tanúskodik. Záradékal az erdélyi beírók közül csak néhány közismert szaktekinélyt említ: MÜLLER Ferenc József, FICHEL János és Lazzaro SPALLANZANI, aki 1786-ban – amikor már megjelent a Magyar Minerologia – erdélyi ásványtani utazása során kereste fel BENKŐT.

### Végjegyzetek – Notes

<sup>1</sup> Jelzete: 41 223.

<sup>2</sup> Jelzete: 74 804.

<sup>3</sup> Az 1768-ból keltezett nagyenyedi kollégiumi jegyzetének a jelzete: 32 209. Göttingeni tanárai: Gottfried LESS, Peter MILLER és Johann Andreas DIEZE előadásainak a szövegei az alábbi jelzetekkel: 32 210-11, 32 213-14.

<sup>4</sup> Jelzete: Ms. 250.

<sup>5</sup> Az felsoroltak: PILLER Mátyás, a természetrajz tanára, PRAY György bölcséleti doktor, könyvtárnok SCHÖNVISNER (ez a helyes névalak!) István, a régészet és HORVÁTH (KER) János, a természettan, fizika tanára.

<sup>6</sup> Helyesen ZAUSCHNER, Johann Baptista Josef, a prágai egyetem orvoskarának természetrajz professzora a természetrajzi kabinet vezetője volt.

<sup>7</sup> Helyesen STOSCH, Eberhard Heinrich Daniel, tanított Duisburgban és Odera-Frankfurtban, itt a magyar ösztöndíjak ephorusa (felügyelője) volt.

<sup>8</sup> VITA Zsigmond (több, BENKŐ Ferencsel kapcsolatos írás szerzője) sem említi korábbi közleményeiben jénai tanulását.

- <sup>9</sup> A Parnassusi Időtöltés VI. darabjában (Kolozsvár, 1800) közli is a Harz-hegységben és Ilmenau mellett megtett ásványtani-bányászati kirándulásainak tapasztalatait.

### Irodalom – References

- BARITZ J 1817: BENKÓ Ferentz élete. – *Tudományos Gyűjtemény* 12/1817. Pest, 112–117; KET 2. Pest, 1844, 193;
- BORZSÁK I.: BUDAI Ézsaiás és klasszika-filológiánk kezdetei. – Bp, 1955, 192.
- FERENCZY J. & DANIELIK J. 1856: Magyar írók: Életrajz-gyűjtemény. (1) – Pest, 44; EME 6. Pest, 1868, 102.
- HAAN, A. L. 1858: Jena Hungarica sive memoria hungarorum a tribus proximis saeculis Academia Jenensis adscriptorum. – Gyulae.
- MOKOS Gy. 1890: Magyarországi tanulók a jénai egyetemen. – Magyarországi tanulók külföldön. I. (ÁBEL J. szerk.) Bp.
- RÉVÉSZ I. 1861a: A jénai egyetemen tanult magyarok s erdélyiek névsora 1550–1850. – *Magyar Történelmi Társ* 9, Pest, 219–238.
- RÉVÉSZ I. 1861b: A bázeli egyetemen tanult magyarok névsora 1600–1852. – *Magyar Történelmi Társ* Pest, 9, 239–242.
- SCHIEL, G. & HERFURT, F. 1875: Verzeichniß der aus der Universität zu Jena inmatriculierten Ungarn und Siebenbürgen. – *VerArch*, 312–353.
- SZABÓ M. & SZÓGI L. 1998: Erdélyi peregrinusok. Erdélyi diákok európai egyetemeken 1701–1849. – Marosvásárhely, 78/311.
- SZATHMÁRI K. 1868: A Gyulafehérvár-Nagyenyedi Bethlen Főtanoda története. – Nagy-Enyed, 303.
- VARGA Á. 1993: BENKÓ Ferenc. – *Erdélyi Múzeum* 55/1–2, 20–40.
- VITA Zs. 1957: A nagyenyedi kollégium múzeumának kialakulása és fejlődése. – Emlékkönyv KELEMEN Lajos születésének nyolcvanadik évfordulójára. Bukarest, 618–619.
- VITA Zs. 1968: Tudománnyal és cselekedettel. – *Tanulmányok*. Bukarest, 179–180.
- ZOVÁNYI J. 1977: Protestáns Egyháztörténeti Lexikon. – Bp, p. 67.
- ZSINDELY F. 1860: A bázeli egyetem anyakönyvéből – *Sárospataki Füzetek* 4, 154–165.
- Kézirat beérkezett: 2003. 08. 27.

## Építők figyelmébe

# Kőzettest-osztályozási módszerek összefoglalása<sup>1</sup>

## *A review: rock mass classification systems*

VÁSÁRHELYI Balázs<sup>2</sup>

(3 ábra, 15 táblázat)

*Tárgyszavak: kőzettest osztályozások: RQD, RMR, RSR, Q, GSI*  
*Keywords: rock mass classifications: RQD, RSR, RMR, Q, GSI*

### Abstract

Nowadays, rock mass classification is one of the most developed fields of engineering geology and rock engineering. The goal of this paper is to summarise the recently applied classification systems and to consider theoretical backgrounds. These methods could be used for determining and calculating the applied safety system and the stress conditions. They can be used not only for tunnel construction but for slope stability as well. The other goal of this paper is to review the most important literatures dealing with this subject.

The following rock mass classification systems are shown: Rock Quality Designation (RQD) for borehole classification; here the integral-geometric method is also mentioned (which is widely used in Hungary); Rock Structure Rate (RSR) – used only in Anglo-Saxon countries; Rock Mass Rate (RMR) is one of the most popular classification systems which was developed for slopes and mines, as well; Q-system and one of the newest: Geological Strength Index (GSI).

### Összefoglalás

Alagútépítésnél, sziklarézsűk állékonyságának vizsgálatokor, illetve különböző mérnöki létesítmények kőzetkörnyezetben történő építésekor fontos, hogy ismerjük a kőzettest feszültségi viszonyait valamint a kőzettestek állékonyságát előre becsülhessük. Ezek megállapítására, inhomogenitásának folytán természetesen csak közelítő számításaink lehetnek. A kőzettest-osztályozási elméletek segítségével lehetőség van a szükséges biztosítások tervezésére. Ezen elméleteket a gyakorlati tapasztalatok alapján állították fel, és folyamatosan korrigálják, javítják azokat.

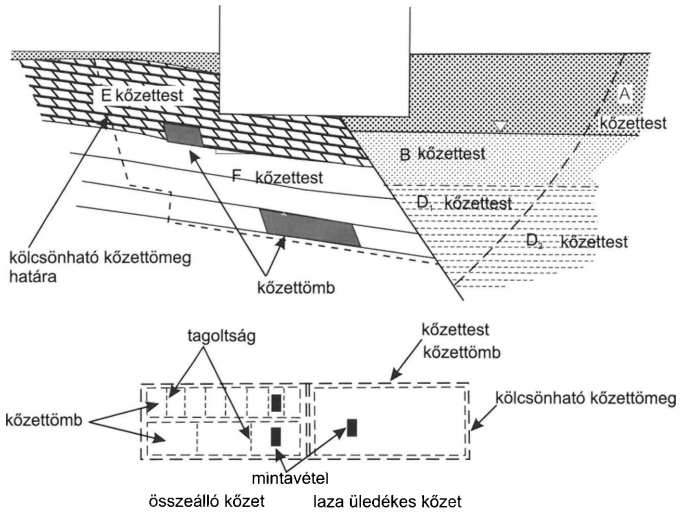
A cikk célja a jelenleg nemzetközileg használt jelentősebb kőzettest-osztályozási módok bemutatása. Nem akarjuk az elméleteket teljes mélységig ismertetni, viszont fontosnak tartjuk azok filozófiájának megismerését, hogy a hazai gyakorlatban is minél inkább elterjedhessenek.

### Bevezetés

A kőzettest kőzettömbökből (más néven kőzetblokkokból) álló egység, melyeknél a kőzettömböket (melyek nem szükségszerűen ugyanolyan anyagi tulajdonságúak) kitöltött vagy kitöltetlen tagoltságok (diszlokációk) választják el egymástól (KERTÉSZ 1985; GÁLOS & KERTÉSZ 1989). Ennek illusztrálására mutatjuk

<sup>1</sup> Nemzetközi Alagútépítési Szövetség (ITA) Magyar Nemzeti Bizottságának (Egyesület a Földalatti Terek Hasznosítására) 2003. április 26-ai ülésén elhangzott előadás

<sup>2</sup> FŐMTERV Rt –Talajmechanikai Iroda, H–1024 Budapest, Lövház u. 37,  
e-mail: b.vasarhelyi@fomterv.hu



1. ábra. Mérnökgeológiai modell elemei GÁLOS (1985) alapján

Fig. 1 The elements of the engineering geology model

be az 1. ábrát. Mérnöki szempontból általában másodlagos ezen tagolófelületek (diszlokációk, repedések) keletkezésének oka, ismerete azonban sok esetben támpontot adhat a későbbi számításhoz. Ahhoz, hogy mérnöki létesítményt tudjunk építeni a kőzettestbe, elsődlegesen a kőzettömbök (azaz tagolófelület nélküli kőzet) szilárdsági tulajdonságai, a tagolófelületek térbeli elhelyezkedése, méretei, iránya valamint kitöltöttsége, továbbá a víz léte, illetve nem léte fontos a tervező mérnökgeológusnak.

A felsorolt tényezők vizsgálatának szakirodalmá (nemcsak a nemzetközi, hanem a hazai is) igen jelentős, viszont a kőzettest osztályozási módszerek száma már könnyen behatárolható. Ez abból is adódik, hogy csak igen nagy számú megvalósított alagútépítési projekt után lehet hosszú távú következtetéseket levonni, melyeket a megalkotói a legtöbb esetben az idők folyamán tovább korrigálnak, pontosítanak. A különböző osztályozási rendszerek más és más tényezőt tekintenek hangsúlyosnak, egymásra hatásukat különbözőképpen tételezik fel, ezért a gyakorlatban általában egymással párhuzamosan használják azokat, mivel a kapott értékek egymással való összevetése is már sok esetben információhordozó.

A legelterjedtebb kőzettest-osztályozási módszereket az 1. táblázatban mutatjuk be BIENIAWSKI (1989) és HOEK (2000) feldolgozását felhasználva. Mivel a cikk célja főleg az építőmérnöki, azon belül is az alagútépítés irányából bemutatni a kőzettest osztályozási módszereket, ebből következően a bányászatban használt osztályozási módszerektől (melyek általában az itt bemutatottaknak adott irányú



1. táblázat. Ma is használatos főbb kőzettest osztályozási módszerek (HOEK 2000 alapján)  
 Table 1 The main rock mass classification systems (after HOEK 2000)

Osztályozás neve	Szerző és időpont	Formája és típusa*	Főbb alkalmazás
Közetterhelés	TERZAGHI, 1946	f: leíró és viselkedést bemutató t: funkcionális	Acél megtámasztás tervezése alagutakhoz
Megállási idő	LAUFFER, 1958	f: leíró t: általános	Bemenő adat alagútépítéshez
Új Osztrák Alagútépítési Eljárás (NATM)	RABCEWITZ, PACHER & MÜLLER, 1958- 1964	f: leíró és viselkedést bemutató t: alagútépítési koncepció	Fejtési és tervezés különböző talajban
Kőzettest osztályozás kőzetmechanikai szempontból	COATES, 1964	f: leíró t: általános	Kőzetmechanikai bemenő adat
RQD*	DEERE, 1967	f: numerikus t: általános	Alapvető a fúrómagok vizsgálatánál; más osztályozások bemenő adata
Kiruna	HANSÁGI, 1986	f: numerikus t: funkcionális	Fúrómag értékelése
RSR*	WICKHAM et al. 1972	f: numerikus t: funkcionális	Az alagutak (acél) megtámasztásának számításához
RMR*	BIENIAWSKI, 1973	f: numerikus t: funkcionális	Alagútépítés, bányászat, sziklarészek, alapozások tervezéséhez
Q-módszer*	BARTON et al. 1974	f: numerikus t: funkcionális	Mélyépítési szerkezetek megtámasztásához
Integrálgeometriai*	ROLOFS & BEYERS, 1981	f: numerikus t: általános	Kőzettest osztályba sorolás
Alap geotechnikai leírás	ISRM 1981	f: leíró t: általános	Általános használatra
GSI*	HOEK et al. 1995	f: numerikus t: általános	Alagútépítés, sziklarészek
RMi	PALSTÖM, 1996	f: numerikus t: funkcionális	Alagútépítés

Formák (f):

Leíró: a bemenő adatok főleg leíró jellegűek

Numerikus: a bemenő adatok numerikus (számszerű) adatok az adott rendszer alapján

Viselkedést bemutató: a bemenő adat a kőzettest viselkedését adja meg az alagút környezetében

Típusok (t)

Általános: a rendszert általános leírásra fejlesztették ki

Funkcionális: a rendszer egy speciális alkalmazásra szolgál (pl: kőzet-megtámasztás)

a \*-al jelzettek a cikkben bővebben bemutatva

további fejlesztései) eltekintünk. Az osztályok közül csak azokat mutatjuk be, melyek ma is használatban vannak.

Az első, mai értelemben vett mérnökgeológiai kőzettest-osztályozás RITTER (1879) nevéhez fűződik, aki az alagútépítésben szerzett gyakorlati tapasztalatait írta le, főleg a fejtéshez használt megtámasztás és a kőzet-környezet közötti kapcsolatot. Lényegében ez a szemlélet tekinthető a mérnökgeológiai kőzettest osztályozás alapjának.

A következő (már elméleti alapokon is nyugvó) jelentős kőzettest-osztályozási módszer TERZAGHI (1946) rendszere, melyet alagutak megtámasztásához fejlesztett ki. Módszerében az acélhálóra ható kőzetterhelés értékét próbálta megbecsülni, és így a megtámasztás nagyságára kívánt közelítő értékeket adni. Hét csoportot állított fel a kőzettestek osztályba sorolására: ép, rétegződött, mérsékelten tagolt, blokkos, töredezett, morzsolódott és duzzadó. Annak ellenére, hogy elméletének

nem volt jelentős gyakorlati visszhangja, gondolatmenete és kérdésfelvetése szinte napjainkig hat.

A megtámasztás nélkül megálló alagút átmérőjének (illetve fejtéshosszának) minősítésével történő kőzetosztályozást LAUFFER (1958) ajánlotta, mely később az új osztrák alagútépítési eljárás (NATM ill. NÖT) alapja is lett. LAUFFER (1958) eredeti meghatározásai az idők folyamán számtalanszor módosultak, melyek közül a legjelentősebb PACHER et al. (1974) nevéhez fűződik. A tartóssági időn alapuló eljárás lényege, hogy az alagút átmérőjének növekedésével csökken az az idő, amelyen belül a megtámasztás szükségessé válik (azaz például: egy kis átmérőjű alagútnál, ill. táróaknál minimális megtámasztás is elégséges lehet, míg ugyanennél a kőzettestnél nagyobb átmérőjű alagút esetén már előállhat, hogy azonnali megtámasztás válik szükségessé).

A legtöbb sok tényezőt figyelembe vevő kőzettest-osztályozási módszert a mérnöki gyakorlatból (főleg alagútépítésből) fejlesztették ki, amelyekben a kőzettest mérnökgeológiai jellemzői szerepelnek. A különböző osztályozási rendszerek más-más paramétereket hangsúlyoznak.

Alábbiakban négy jelentősebb osztályozási módszert mutatunk be, melyeket napjainkban leggyakrabban használnak: RSR, RMR, GSI és Q módszert.

Ezek közül az RSR (Rock Structure Rate) módszer (mivel angolszász mértékegységekre dolgozták ki) európai használata nem jelentős. Az RMR (Rock Mass Rate) és a GSI (Geological Strength Index) módszer egymással megfeleltethetők, csak míg az előbbi inkább az előkészítés stádiumában használatos, az utóbbi a kivitelezés alatt, valamint a helyszíni gyors döntéseknél ad információt. A Q módszer rendszerében teljesen eltér az előzőektől, a hatások szuperpozíciója helyett azok szorzatával számol.

Az osztályozási módok előtt bemutatjuk az RQD (Rock Quality Designation) értéket is, mivel ez alapadata a későbbiekben bemutatásra kerülő osztályozási rendszereknek.

### RQD (Rock Quality Designation) érték

Az RQD módszert DEERE vezette be 1964-ben, és ma már az egyik alapvető mérőszám a kőzettest tagoltságára vonatkozóan. Elméletüknél a fúrómagból (melynek átmérője minimálisan 54,7 mm, azaz 2,15 hüvelyk) kihozott minta elemzéséből indultak ki, és maga a mérőszám százalékban adja meg azon daraboknak az összhosszát, melyek hosszabbak, mint 100 mm (ill. az angolszász használatban 4 hüvelyk), azaz:

$$RQD = \frac{\sum h_{10}}{h_b - h_a} \cdot 100 \{ \% \}$$

Ahol  $\sum h_{10}$ : a 10 cm-nél hosszabb darabok teljes hossza,  $h_b$  és  $h_a$  pedig a vizsgált mélységköz.

Megjegyezendő, hogy a magyarországi gyakorlatban sokszor megadják az 5 cm-es egységnyi hosszakhoz tartozó RQD értéket is (GÁLOS & KERTÉSZ 1989), bár az ehhez kapcsolódó minősítési eljárás még nincs kidolgozva.

A gyakorlati megfigyelések alapján megállapították, hogy az RQD értékkel a következő megtartású kőzetet jelenti: 0–25: nagyon gyenge; 25–50: gyenge; 50–75: közepes 75–90: jó és 90–100: nagyon jó.

Abban az esetben, mikor nem áll rendelkezésünkre fúrómag, viszont a tagolt felület jól látható, az RQD értéke az egységterfogatra vonatkoztatott tagoltsági számból is kiszámítható PALMSTRÖM (1975 és 1982) ajánlása alapján:

$$RQD = 115 - 3,3 J_V$$

$$J_V = \Sigma l/S_i$$

ahol  $S_i$  az azonos  $i$  diszkontinuitású csoportban a tagolófelületek egymástól mért távolságának az átlaga ( $m$ -ben). Hangsúlyozandó, hogy a fenti képlet csak agyagmentes kőzetre igaz, valamint nem használható abban az esetben, ha a távolság 1 méternél nagyobb.

Az RQD felszíni bevágásban történő meghatározásának lehetőségével részletesen foglalkozik még PRIEST & HUDSON (1976), kik a fenti képletet ellenőrizték angliai bevágásoknál. A képletet a kapott eredményeikkel pontosították:

$$RQD = 100 e^{-0,1\lambda}(0,1\lambda + 1)$$

Ahol  $\lambda$  az egy folyóméterre eső tagoltságok száma.

Az RQD a tagoltság irányától függő paraméter, azaz a fúrás iránya jelentősen befolyásolja annak értékét (pl. a fúrással párhuzamos tagoltságokat egyáltalán nem veszi – nem is veheti – figyelembe). A térfogati tagoltság értékének használatával az irányítottágtól való függés jelentősen csökkenthető.

Az RQD tényezővel alagutak megtámasztásának számítására is történtek kutatások. A kőzet szilárdságának figyelembevételével a következő szerzőktől jelentek meg jelentősebb cikkek: DEERE et al. (1967); CORDING & DEERE (1972); MERRITT (1972) illetve DEERE & DEERE (1988).

Napjainkban az RQD érték alapadata a jóval összetettebb kőzettest-osztályozási módszereknek.

### RSR (Rock Structure Rating) módszer

Ezt a módszert a kőzettest minőségének meghatározására WICKHAM et al. (1972) vezette be. Az RSR osztályozást az angolszász mértékegységekre határozták meg, így az átvett táblázatok is ezt a mértékegységet használják. Európában, Észak-Amerikával ellentétben, ez a módszer nem terjedt el, így a megállapításait, leírásait nem is ültették át SI mértékrendszerbe.

Történetileg ezt az elméletet lőttbetonos megtámasztásra fejlesztették ki, de a gyakorlatban inkább a kis átmérőjű, acélhálóval erősített alagutaknál használják (pl.: feltáró akna méretezésénél). Ez a elmélet három, különböző csoportra osztja a kőzettestet (geológiai, geometriai és víz), és ezeknek az összegét veszi figyelembe. Mindhárom csoportot alcsoportokra osztja, és ezek alapján számszerűsíti az RSR értéket, mely a fentiek alapján:

$RSR = A + B + C$ , melyek részletezve a következők:

1. *Paraméter A* (Geológia): a geológiai szerkezet becslése a következők alapján:
  - a. Kőzet eredete (magmás, üledékes, átalakult);
  - b. Kőzet szilárdsága (kemény, közepes, puha, töredezett);

- c. Geológiai szerkezete (ép, kissé-, közepesen, illetve erősen töredezett/gyúrt).
2. *Paraméter B* (Geometria): A diszkontinuitás iránya és nagysága az alagút fejtéséhez képest:
- Taglófelületek egymástól való távolsága;
  - Taglófelület elhelyezkedése (iránya és szöge);
  - Az alagút fejtésének az iránya.
3. *Paraméter C* (Talaj- ill. rétegvíz): A talajvíz folyásának hatása és a tagoltsági értékek:
- A mindenre kiterjedő kőzettest minősítés az A és a B kombinációjából;
  - Tagoltsági állapot (jó, elégséges, gyenge);
  - Vízbefolyás értéke (gallon / perc 100 láb hosszú alagút esetén).

WICKHAM et al. (1972) cikkét felhasználva a 2. 3. és 4. táblázatok mutatják be a fentebb leírt értékek meghatározásának lehetőségét (a maximális RSR érték 100). Tapasztalati úton meghatározott görbék segítségével így RSR és a tervezett

2. táblázat. RSR érték; A paraméter: általános geológia  
Table 2 Rock Structure Rating: Parameter A: General area geology

	Alap-kőzettípusba sorolás				Geológiai szerkezet			
	kemény	közepes	puha	töredezett	kissé gyúrt vagy töredezett	közepesen gyúrt vagy töredezett	erősen gyúrt vagy töredezett	
	I	II	III	IV				
magmás üledékes átalakult	I	II	III	IV	ép			
I. típus					30	22	15	9
II. típus					27	20	13	8
III. típus					24	18	12	7
IV. típus					19	15	10	6

3. táblázat. RSR érték; B. paraméter: a tagoltság megjelenése és a kihajtás iránya  
Table 3 Rock Structure Rating: Parameter B: Joint pattern, direction of drive

Átlag tagoltsági távolság	Csapásirány merőleges a tengelyre					Csapásirány párhuzamos a tengellyel		
	a kihajtás iránya					a kihajtás iránya		
	Mindkettő	Dőlésirányú		Dőlés iránnyal szemben		Bármely irányban		
	A fő tagoltsági dőlésszög					A fő tagoltsági dőlésszög		
	0°-20°	20°-50°	50°-90°	20°-50°	50°-90°	0°-20°	20°-50°	50°-90°
Nagyon közeli < 2 hüvely	9	11	13	10	12	9	9	7
Közeli 2 - 6 hüvely	13	16	19	15	17	14	14	11
Közepesen tagolt	23	24	28	19	22	23	23	19
6 - 12 hüvely								
Közepesen blokkosodott 1 - 2 láb	30	32	36	25	28	30	28	24
Szilárd blokkok 2 - 4 láb	36	38	40	33	35	36	24	28
Szilárd > 4 láb	40	43	45	37	40	40	38	34

4. táblázat. RSR érték: C paraméter: talajvíz és tagoltsági állapot  
 Table 4 Rock Structure Rating: Parameter C: Groundwater, joint condition

Vizbefolyás az alagútba	A + B összege					
	13 – 44			45 – 75		
100 láb hosszon gallon/percben	Tagoltsági állapot <sup>b</sup>					
	jó	közepes	gyenge	jó	közepes	gyenge
Nincs	22	18	12	25	22	18
Csekély < 200 gallon/perc	19	15	9	23	19	14
Mérsékelt 200-1000 gallon/perc	15	22	7	21	16	12
Erős > 1000 gallon/perc	10	8	6	18	14	10

b: tagoltsági állapot: jó: szoros vagy cementálódott; közepes: kissé mállott vagy töredezett; gyenge: erősen mállott, töredezett vagy nyitott

alagútátmérő vagy fejtési hossz ismeretében lehetőség van az optimális megtámasztás kiválasztására.

### RMR (Rock Mass Rate) módszer

Az RMR módszert (melyet számos esetben az angolszász irodalomban Geomechanikai Osztályozásnak is neveznek) BIENIAWSKI vezette be Dél-Afrikában 1976-ban, és azóta számos módosítása ismert. Az RMR módszer a kőzettest tulajdonságait szuperpozícionálja a mérnöki létesítményt is figyelembe véve (azaz egy alagút esetében a kihajtás irányával is számol). A következő hat tényezőt veszi figyelembe:

1. A kőzet egyirányú nyomószilárdsága;
2. RQD tényező;
3. A tagoltságok távolsága („sűrűsége”);
4. A tagoltságok állapota;
5. Réteg- és talajvizek;
6. A tagoltságok iránya.

Az RMR módszer alkalmazásához a kőzettestet olyan egységekre kell bontani, melyek szerkezeti tulajdonságai többé-kevésbé megegyeznek. (Itt elsősorban azonos kőzetekre kell gondolni, illetve azonos töredezettséggel, tagoltsággal rendelkező blokkokra). Általában ezeknek a szerkezetnek a határai egybeesnek a főbb geológiai változásokkal, azaz pl. a nyírási zónákkal, jelentősebb tagoltsági határral, kőzethatárral stb. A szerkezeti határok megállapítása után az RMR értékét az 5–6. táblázatok alapján lehet meghatározni.

A 7. táblázat az RMR értékhez tartozó osztályozási rendszert valamint az abból levonható következtetést mutatja be (BIENIAWSKI 1989). Ezt a táblázatot azóta finomították az optimális megtámasztási viszonyokat meghatározandó.

Az RMR ismeretében a helyszíni (in situ) defomációs modulus kiszámolásának lehetőségét SERAFIM & PEREIRA (1983) határozták meg. Ezt a kapcsolatot számos

$$E_m (GPa) = \sqrt{\frac{\sigma_c}{100}} 10^{(RMR-10)/40}$$

5. táblázat. RMR érték meghatározása (BIENIAWSKI, 1989)  
Table 5 Determining the Rock Mass Rate

A. PARAMÉTEREK OSZTÁLYOZÁSA ÉRTÉKEIKKEL							
Paraméter		Értékeik					
1	Egyirányú nyomószil. (MPa)	> 250	100-250	50-100	25-50	5-25	1-5 < 1
	Érték	15	12	7	4	2	1 0
2	RQD tényező (%)	90-100	75-90	50-75	25-50	< 25	
	Érték	20	15	10	8	5	
3	Tagoltság távolsága (m)	> 2	0,6-2	0,2-0,6	0,06-0,2	< 0,06	
	Érték	20	15	10	8	5	
4	Tagoltság állapota (Izd. 6. táblázat)	Nagyon érdes, nem folytonos, üde felület	Kissé érdes, szeparáció < 1 mm, kissé mállott	Kissé érdes, szeparáció < 1 mm, nagyon mállott	Csúszós felület, v. 5 mm vtg. kitöltés v. 1-5 mm szeparáció. folytonos,	Puha kitöltés > 5 mm, vagy szeparáció > 5 mm, folytonos	
	Érték	30	25	20	10	0	
5	Talaj- Befolyás 10 m hosszán	nincs	< 10	10-25	25-125	> 125	
	Víz Viznyomás/ főfeszültség	0	< 0,1	0,1-0,2	0,2-0,5	> 0,5	
	Érték	15	10	7	4	0	
B. TAGOLTSÁG IRÁNYÁTÓL FÜGGŐ TÉNYEZŐ (Izd. 6. táblázat)							
Dőlésiirány és szöge		Nagyon kedvező	Kedvező	Elégéses	Kedvezőtlen	Nagyon kedvezőtlen	
Értékek	Alagút & bánya	0	-2	-5	-10	-12	
	Alapozás	0	-2	-7	-15	-25	
	Sziklarézsű	0	-5	-25	-50		
C. TAGOLTSÁG OSZTÁLYOZÁSA							
Tagoltság hossza (m)		< 1	1-3	3-10	10-20	> 20	
Érték		6	4	2	1	0	
Szeparáció (elválás) (mm)		Nincs	< 0,1	0,1-1,0	1-5	> 5	
Érték		6	5	4	1	0	
Érdesség		Nagyon érdes	Érdes	Kissé érdes	Sima	Csúszós	
Érték		6	5	3	1	0	
Kitöltöttség		Nincs	Kemény, < 5 mm	Kemény, > 5 mm	Puha < 5 mm	Puha > 5 mm	
Érték		6	4	2	2	0	
Mállottság		Üde	Kissé	Közepesen	Nagyon	Szétmállott	
Érték		6	5	3	1	0	

elkészült műtárgy vizsgálatai után állították fel, és jó minőségű kőzetek esetén jól használható, viszont rosszabb kőzetminőség esetén a valóságnál jóval nagyobb deformációs modulus-értéket számíthatunk ki. Ezért az általuk felállított egyenlet 100 MPa-nál kisebb nyomószilárdság esetén a következő:

Az RMR módszer bányászati igényeknek megfelelően módosították (MRMR), ahol a BIENIAWSKI által meghatározott értékeken túl figyelembe veszik a robbantás hatására bekövetkezett feszültség-átrendeződéseket, helyszíni mérések eredményeit, valamint a mállottságot is. A teljesség igénye nélkül a következő szerzők foglalkoztak e témával: LAUBSCHER (1984), LAUBSCHER & PAGE (1990), LAUBSCHER & TAYLOR (1976), CUMMINGS et al. (1982), valamint KENDORSKI et al. (1983).

Fontos még megemlítenünk az RMR módszerből továbbfejlesztett SMR módszert (Slope Mass Rating) is. Ezt a módszert a sziklarézsűk állékonyságának

6. táblázat. RMR érték meghatározásához a tagoltság irányának figyelembevétele a 5. táblázat B pontjához (BIENIAWSKI 1989)

Table 6 Determining the RMR value – direction of the joints (Table 5, point B)

D. A TAGOLTSÁG DÖLÉSSZÖGÉNEK ÉS IRÁNYÁNAK HATÁSA AZ ALAGÚTRA			
A csapásirány merőleges az alagütegelyre		A csapásirány párhuzamos az alagütegellyel	
Kihajtás-dőlésszöggel megfelelően, dőlésszög: 45°–90°	Kihajtás-dőlésszöggel megfelelően, dőlésszög: 20°–45°	Dőlésszög: 45°–90°	Dőlésszög: 20°–45°
Nagyon kedvező	Kedvező	Nagyon kedvezőtlen	Elégséges
Kihajtás-dőlésszöggel szemben, dőlésszög: 45°–90°	Kihajtás-dőlésszöggel szemben, dőlésszög: 20°–45°	Dőlésszög 0–20° csapásiránytól függetlenül	
Elégséges	Kedvezőtlen	Elégséges	

7. táblázat. Az RMR érték osztályozása és értékelése

Table 7 Design parameters and properties of rock mass

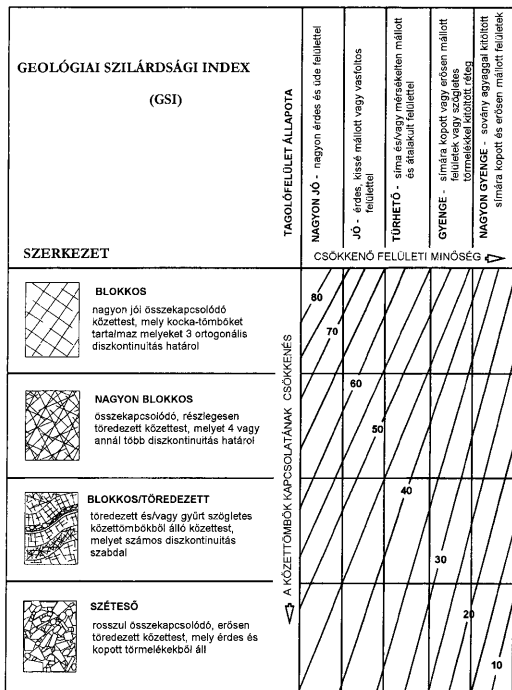
KÖZETTEST OSZTÁLYOZÁS A TELJES ÖSSZEGBŐL					
Érték	81–100	61–80	41–60	21–40	0–21
Osztályozás	I	II	III	IV	V
Leírás	Nagyon jó	jó	Elégséges	Gyenge	Nagyon gyenge
KÖZETTEST OSZTÁLY ÉRTÉKELÉSE					
Osztályozás	I	II	III	IV	V
Megtámasztás nélkül megáll (átlag átmérő)	20 év (15 m)	1 év (10 m)	1 hét (5 m)	10 óra (2,5 m)	30 perc (1 m)
Kohéziója (kPa)	> 400	300–400	200–300	100–200	< 100
Súrlódási szög (fok)	> 45	35–45	25–35	15–25	< 15

számítására dolgozta ki ROMANA (1993), a magyarországi bevezetése pedig VÁSÁRHELYI (2003a) nevéhez fűződik. Az elmélet lényege, hogy a meghatározott RMR értéket a tagolófelület és a sziklarézsú közötti térbeli elhelyezkedés ismeretében pontosítja, és az így kapott érték alapján becsüli meg a kőzettömbök (kőzettest) állékonyságát, valamint figyelembe veszi a sziklarézsún végzett beavatkozásokat is (a módosító tényező értéke 0 és 60 között változhat).

### GSI (Geological Strength Index) érték

HOEK & BROWN (1980) a kőzettest határ-szilárdságának meghatározására ajánlották az empirikus úton meghatározott (laboratóriumi módon kimért) törési határgörbét (2. ábra). Az eredeti egyenletüket az idők folyamán továbbfejlesztették (HOEK 1983; HOEK & BROWN 1988; HOEK et al. 1992). (Az egyenletet és annak elméletét magyarul l.: VÁSÁRHELYI 2001). A törési kritérium a következő formájú:

$$\sigma_1^e = \sigma_3^e + \sigma_c \left( m_b \frac{\sigma_3^e}{\sigma_c} + s \right)^a$$



2. ábra. GSI érték meghatározása

Fig. 2 Determining the Geological Strength Index (GSI)

ahol  $\sigma_1$ ,  $\sigma_3$  és  $\sigma_c$  a maximális, a minimális effektív feszültség a törési állapotban, valamint a kőzettömb egyirányú nyomószilárdsága;  $m_b$  a kőzettest ún. HOEK-BROWN állandója,  $s$  és  $a$  pedig kőzettesttől függő állandók. Ezen állandókat a GSI (Geological Strength Index – Geológiai Szilárdsági Index) segítségével lehet meghatározni (HOEK 1994; HOEK et al. 1995).

A jelenleg használatos rendszert mutatja be a 8. táblázat. A mátrix oszlopában a kőzettest tagoltsági viszonyai szerepelnek, azaz a kőzettestben lévő tagolófelületek sűrűsége. A mátrix sora tagolófelület állapotától függ. A GSI értéke ezek alapján 0 és 100 között változhat: 0 esetén kohézió nélküli – azaz szemcsés – talajt kapunk, ahol az elmélet nem használható. Amennyiben  $GSI = 100$ , azaz nincs tagolófelület, tehát a kőzettest és a kőzettömb ugyanaz. Ez az érték megegyezik az 1976-os BIENIAWSKI-féle RMR értékkel, így tervezésnél és kivitelezésnél a két elmélet kiegészíti egymást.

Ezek alapján az egyenlet kőzettesttől függő állandói a következők:

HOEK-BROWN állandó, mely figyelembe veszi a természetes tagoltsági rendszeren túl a kőzetkörnyezet fejtés hatására kialakult károsodás mértékét is:



$$m_b = m_{ep} \exp\left(\frac{GSI - 100}{28 - 14D}\right)$$

ahol  $m_{ep}$  a laboratóriumi vizsgálatokkal a kőzettömbre kapott HOEK-BROWN állandó (jelentősebb kőzetekre táblázat formájában megtalálható HOEK 2000 ill. VÁSÁRHELYI 2001), míg  $D$  a kőzetkörnyezet fejtés hatására bekövetkezett károsodás ( $D = 0$ : nincs,  $D = 1$ : teljes mértékű. Bővebben l.: VÁSÁRHELYI 2003b).

HOEK & BROWN (1997) a jó és a rossz kőzetminőség határát a  $GSI = 25$ -nél határozták meg. Abban az esetben, ha jó minőségű a kőzettest a fejtési károsodást is figyelembe véve (HOEK et al. 2002):

$$s = \exp\left(\frac{GSI - 100}{9 - 3D}\right), \text{ illetve } a = 0,5$$

Rossz minőségű kőzettest esetén ( $GSI < 25$ ) a következő egyenletet javasolják:  $s = 0$ , illetve  $a = 0,65 - GSI/200$

Az elméletet eredetileg jó minőségű kőzettestre határozták meg, de ma már kiterjesztették mállott, töredezett kőzettestekre is (pl: HOEK et al. 1992, 1998, MARINOS & HOEK 2000, 2001).

A HOEK-BROWN törési határállapot széles körben használatos alagutak környezetének feszültségszámításához, és a kapott eredmények felhasználásával a biztosítás megtervezéséhez. Mivel  $GSI$  elméletileg megfelel az RMR értéknek, így tervezéskor ez utóbbit szokták felhasználni a HOEK-BROWN egyenletnél, amit kivitelezéskor az itt bemutatottak alapján módosítanak. A két érték azonosságából következik, hogy az RMR módszernél bemutatott deformációs modulus számítására ugyan ezen képlettel itt is lehetőségünk van, továbbá a fentebb bemutatott egyenletek ott is használhatók ( $GSI = RMR$ ).

### Q index (Alagútépítési kőzetminősítő érték)

A Norvég Geotechnikai Intézet az addigi nagyszámú alagútépítési tapasztalatokat felhasználva BARTON vezetésével 1974-ben foglalta össze eredményeit (BARTON et al. 1974), és állította össze új kőzetminősítési osztályukat kifejezetten alagút-építésre. Az általuk megalkotott új rendszert a szakirodalom Q módszerként ismerteti. Azóta számos alagút építésénél használták ezt a módszert, melynek összefoglaló ismertetését is közreadták (BARTON 2000).

A Q módszer az RMR-rel ellentétben a hatásokat nem összegzi, hanem a tömbméret, a tömbök közötti nyírési szilárdság, valamint az aktív feszültség tényezőinek szorzatát számolja. A Q értéke logaritmikus skálán változik, minimális értéke 0,001, a maximális pedig 1000, azaz elméletileg kb. 300 000 különböző földtani kombinációt képviselhet. A Q értékének meghatározása a következő:

$$Q = \frac{RQD}{J_n} \times \frac{J_r}{J_a} \times \frac{J_w}{SRF}$$

Ahol RQD a fentebb meghatározott érték,  $J_n$  a tagoltságok (repedéscsoportok) száma;  $J_r$  a tagoltság érdességének mérőszáma;  $J_a$  a tagoltság elmozdulási tényezője;  $J_w$  a tagoltságban megjelenő víz, továbbá SRF a feszültség redukáló tényező.

Az egyenlet különböző részei a következő értelemmel bírnak:

–  $RQD/J_n$ : a kőzettest szerkezetét reprezentálja (azaz a kőzettömb méretét). A két szélső értéke között 400-as érték van, azaz a maximális értéke 200 (100/0,5) és a minimális 0,5 (10/20). Mértékegysége: cm. Az RQD értékének meghatározását fentebb bemutattuk, míg a  $J_n$  értékét a 8. táblázat alapján lehet meghatározni.

–  $J_r/J_a$ : a tagoltság érdeességét és töredezettségét, továbbá kitöltöttségét leíró tényező, és így a kőzettömbök közötti nyírószilárdságról ad információt. Ez az

8. táblázat. Q-módszer: a tagoltság mérőszámának meghatározása

Table 8 Q-system: Joint set number

TAGOLTSÁG	$J_n$
Ha a kőzet masszív, nincs repedés vagy csak kevés	0,5–10
Egy repedéscsoport	2
Egy repedéscsoport + véletlen törés	3
Két repedéscsoport	4
Két repedéscsoport + véletlen törés	6
Három repedéscsoport	9
Három repedéscsoport + véletlen törés	12
Négy vagy több repedéscsoport + véletlen törés	15
Töredezett kőzetre	20

érték az üde állapotú, nem kitöltött, érdes érintkező felületnél a legnagyobb, mivel ebben az esetben a maximális a nyírófeszültséghez a legnagyobb dilatáció tartozik, ami az alagútépítéshez a legszerencsésebb. Amikor agyagkitöltés található a tagoltságban, a nyírófeszültség jelentősen csökken. A  $J_r$  értékeit adjuk meg a 9. táblázatban, míg a 10. táblázatban a  $J_a$  lehetséges értékeit mutatjuk be.

–  $J_w/SRF$ : aktív feszültségérték paramétere két feszültségi értéket tartalmaz. A képletben szereplő két érték a következő:

– A  $J_w$  a mért víznyomási érték, mely fordítottan arányos tényezője a tagoltság nyírási szilárdságának, mivel az effektív feszültséget redukálja. A víz (ezen túlmenően) lágyulást, és agyagkitöltés esetén kimosódást is okozhat. A blokkok

9. táblázat. Q-módszer: a repedezettségi tényező meghatározása

Table 9 Q-system: Joint roughness number

REPEDÉSÉRDESSÉGI TÉNYEZŐ <sup>a</sup>	$J_r$
Nem folyamatos lépcsős repedés	4,0
Durva vagy rendszertelenül hullámos felület	3,0
Sima vagy egyenletesen hullámos felület	2–1,5
Durva vagy rendszertelen sík felület	1,5
Sima felület	1,0
Egyenletesen sík felület	0,5

a:  $J_r$  repedésérdeességi tényező értéke abban az esetben, ha a felületek között nincs rés illetve a rés záródik a mozgások alatt. Amennyiben a tagoltság agyagos, homokos vagy töredezett anyaggal kitöltött, valamint mozgások alatt nem záródik, ez az érték: 1,0.

10. táblázat. Q-módszer: a tagoltság elmozdulási tényezőjének meghatározása  
Table 10 Q-system: Joint alteration number

A TAGOLTSÁG ELMOZDULÁSI TÉNYEZŐJE			
<u>Zárt repedések esetén</u>		$J_a$	
Összementálódott, kemény, nem lágyuló impermeabilis kitöltő anyagoknál (pl.: kvarc, epidot)		0,75	
Csak felületbevonat képződött		1,5	
Agyagsványokat nem tartalmazó kőzettörmelék esetén		2,0	
Iszapos vagy agyagos rétegek esetén		3,0	
Lágyuló v. kevésbé sűrűlő agyagrétegek (kaolinit, csillám, gipsz, grafit, stb.) esetén, max. 2 mm résvastagságnál		4,0	
<u>Nyitott repedések esetén</u>			
<i>10 cm-en belül záródnak mozgás alatt</i>	$J_a$	<i>Nem záródnak mozgás alatt</i>	$J_a$
Homokszemeknél v. kőzettörmeléknel	4,0	Homokos vagy iszapos (nem lágyuló) agyagnál	5,0
Erősen konszolidált, nem lágyuló agyagsvány kitöltésnél (folyamatos 5 mm vastagságú)	6,0	Kőzettörmelékes kitöltésnél	6-8
Közepesen vagy kissé konszolidált agyagsványnál (folyamatos 5 mm vastagságú)	7,0	Agyagos törmelékkitöltésnél	8-12
Duzzadó agyagnál (folyamatos 5 mm vastagságú)	8-12	Agyagkitöltés esetén	10-20

közötti effektív feszültség kapcsolatában eme két tényezőnek a kombinálása szinte lehetetlen, mivel paradox módon a nagyobb effektív normálfeszültség a nagyobb nyírási szilárdság ellenére kevésbé stabil lehet, mint az alacsonyabb feszültségértékű. (l. 11. táblázat).

– Az SRF mérhető 1) a szabad teher a fejtésen keresztül a nyírási zónákban 2) a kőzet feszültsége az adott kőzetnek és 3) az összenyomódási teher a képlékeny nem szabad kőzeteknek. Ezt az értéket, mint egy összes feszültség paramétert kell figyelembe venni. Ezen értékeket adjuk közre a 12. táblázatban.

A repedés csoportok számát ( $J_n$ ) gyakran befolyásolja a levelesedés, a palásodás, a palás töredezettség vagy rétegzettség stb. A párhuzamos repedések egy

11. táblázat. Q-módszer: a repedés-víz redukciós tényező  
Table 11 Q-system: Joint water reduction factor

REPEDÉS-VÍZ REDUKCIÓS TÉNYEZŐ	$J_w$
Száraz üreg vagy max. 5 l/perc vízszivárgás esetén	1,0
Mérsékelt vízbeáramlásnál, amely esetenként kimossa a kitöltő anyagot	0,66
Nagy mennyiségű vízfolyás, nagy nyomáson (0,25-1,0 MPa), amely nem zárt repedéseken vagy a réskitöltés kimosásával áll el	0,5-0,33
Nem csökkenő, nagy mennyiségű vízfolyás, nagy nyomáson (1,0 MPa)	0,2-0,05

12. táblázat. Q-módszer: a feszültségi redukciós tényező (SRF) értékei.  
Table 12 Q-system: Stress reduction factor

FESZÜLTSGI REDUKCIÓS TÉNYEZŐ <sup>b</sup>	SRF
Gyengült zóna, agyagos v. kémiailag bontott kőzetekben (bármely mélységben)	10,0
Egyetlen gyengült zóna esetén, mely agyagot és kémiailag bontott kőzetet tartalmaz (mélység < 50 m)	5,0
Egyetlen gyengült zóna esetén, mely agyagot és kémiailag bontott kőzetet tartalmaz (mélység > 50 m)	2,5
Vetős zóna többszöri előfordulás esetén, szilárd kőzetekben (bármely mélységben)	7,5
Egyetlen gyengült agyagmentes zóna esetén (mélység < 50 m)	5,0
Egyetlen gyengült agyagmentes zóna esetén (mélység > 50 m)	2,5
Nyitott és erősen töredezett kőzet esetén (bármely mélységnél)	5,0

FESZÜLTSGI REDUKCIÓS TÉNYEZŐ <sup>c</sup>	SRF		
<i>Szilárd kőzetben kihajtott üreg esetén</i>			
	$\sigma_2/\sigma_1$	$\sigma_1^*/\sigma_1$	
Alacsony feszültségek, felszínközeli mélység	> 200	> 13	2,5
Közepes feszültség	200–10	13–0,66	1,0
Nagy feszültség, tömör szerkezetű kőzet	10–5	0,66–0,33	0,5–2
Közepes kőzetnyomás (szilárd kőzet)	5–2,5	0,33–0,16	5–10
Nagy kőzetnyomás (szilárd kőzet)	< 2,5	< 0,16	10–20
<i>Képlékeny kőzetben való kihajtás esetén</i>			
Közepes kőzetnyomás esetén			5–10
Nagy kőzetnyomás esetén			10–20

b: A felsorolt értékek 25–50 %-al csökkentendők, ha a gyengült zóna nem esik az üreg szelvényébe, hanem csak hatással van az üreg állékonyságára.

c: Ahol  $\sigma_2$ ,  $\sigma_1$  és  $\sigma_v$  a kőzet nyomó- és húzószilárdsága, valamint az üreghyítás előtt a kőzettestben lévő függőleges feszültség.

része nem látszik, és csak esetenként jelenik meg a fúrómagon törés formájában, de a repedéscsoportok számának meghatározásához „véletlen törés”-ként figyelembe lehet venni.

A szerzők kitértek arra is, hogy mekkora átmérőjű, illetve magasságú üreget lehet kinyitni a Q érték ismeretében. Ehhez bevezették az egyenértékű dimenziót ( $D_e$ ), mely a megnyitás dimenziója és a fejtés alatti megtámasztás minőségének (Excavation Support Ratio – ESR) a hányadosa, azaz:

$$D_e = \frac{\text{Fejtési hossz, átmérő vagy magasság (m)}}{\text{Megtámasztási érték (ESR)}}$$

A fejtés alatti megtámasztási érték természetesen függ a felvett biztonságtól is. Az ez alapján ajánlott ESR értékeket mutatja be a 13. táblázat BARTON et al. (1974) alapján.

13. táblázat. Q-módszer: megtámasztási érték (ESR) felvétele a biztonság alapján.

Table 13 Q-system: Excavation support ratio

Fejtési mód	ESR
Időleges bányászati megnyitás	3-5
Állandó bányamegnyitás, vizezető alagút vízeróműhöz (ide tartozik a nagynyomású csatornák is), tárók, vágatok és aknák nagy fejtésekhez.	1,6
Raktárhelyiségek, másodrendű közúti és vasúti alagutak, bevezető-utak, gépészeti alagutak.	1,3
Erőművek, főbb közúti és vasúti alagutak, polgári védelmi, útsatlakozások.	1,0
Földalatti nukleáris erőművek, vasútállomások, sport és tömegrendezvények helyei.	0,8

LOSET (1992), BARTON et al. (1980) továbbá GRIMSTAD & BARTON (1993) a Q módszert továbbfejlesztve adnak ajánlásokat a megfelelő biztosítás és fejtési hossz és felület megválasztásához. Osztályozási rendszerükben a következő kategóriákat állították fel, melyekhez megadják az optimális biztosítást is: I: 0,001–0,01: extrém gyenge; II: 0,01–0,04 : rendkívül gyenge; III: 0,04–0,4: nagyon gyenge; IV: 0,4–4: gyenge; V: 4–10: közepes; VI: 10–40: jó; VII: 40–100: nagyon jó; VIII: 100–400: rendkívül jó és IX: 400–1000: extrém jó.

Megjegyezendő még, hogy ez az alapja az ún. Norvég alagútépítési eljárásnak (NMT) is.

### Integrálgeometriai módszer

BEYER & ROLOFS (1981) valószínűségi alapon állították integrálgeometriai módszerüket a kőzettest tagoltsági viszonyainak meghatározására. Ez a módszer nemzetközileg nem terjedt el, viszont Magyarországon használatos [házánkban GÁLOS (1985) vezette be]. A mérés lényege, hogy egy mérőháló segítségével határozzák meg az egységnyi térfogatban lévő tagolófelületek fajlagos értékét ( $t$ ), és ennek értéke alapján történik a rendszerbe sorolás. A tagoltsági felület fajlagos értékének ismeretében kiszámolható a tagoltsági réstérfogat is:

$$n_r = \frac{V_r}{V} = t \bar{x}_0$$

ahol  $x_0$  a tagoltság átlagos megnyílása.

14. táblázat. A kőzettest minősítése a tagoltsági mérőszám és a tagoltsági réstérfogat alapján  
Table 14 Rock mass classification using the integralgeometric method (joint number and joint volumetric rate)

A kőzettest megnevezése	Tagoltsági felület fajlagos értéke (t) [m <sup>-1</sup> ]	Tagoltsági réstérfogat (n <sub>r</sub> )
Ép	< 0,3	< 0,02
Kissé tagolt	0,3–3,0	0,02–0,04
Közepesen tagolt	3,0–20	0,04–0,1
Erősen tagolt	20–100	0,1–0,50
Töredezett	> 100	> 0,50

A kőzettömb nyomószilárdsága Mpa	Mértékadó tagoltságköz (m)					
	> 3	1	0,3	0,05	0,01	>
A tagoltság mértéke (m <sup>-1</sup> )						
	< 0,3	1	3	20	100	<
200...100	c > 0,2 MPa φ > 40°	szilárd	c = 0,1...0,2 MPa			talajként kezelendő
100...50	közepes φ = 30...40°	c = 10...100 kPa				
50...25	gyenge φ = 20...30°			c < 10 kPa φ < 20°		
25...10	igen gyenge					
< 10	talajként kezelendő					

3. ábra. Kőzettest osztályozása valamint súrlódási szöge és kohéziója (tájékoztató értékkel) KERTÉSZ (1985) összeállítása szerint

Fig. 3 Rock mass classification with the informative values of friction angle and cohesion according to KERTÉSZ (1985)

Ez alapján GALÓS & KERTÉSZ (1989) a Nemzetközi Mérnökgeológiai Szövetség ajánlásait figyelembe véve (IAEG 1981) osztályba sorolták a kőzettestet a fenti állandók ismeretében (14. táblázat). KERTÉSZ (1985) felhasználva BIENIAWSKI előbbiekből bemutatott kőzettest osztályozási elméletét, ajánlatot tett a tagoltság mértékének és a kőzettömb szilárdságának ismeretében a kőzettest kohéziójának és súrlódási szögének meghatározására (l. 3. ábra).

### Adatgyűjtés és a különböző kőzettest-osztályozási módszerek összehasonlítása

A terepi vizsgálatoknál történő adatgyűjtésre, továbbá ezen adatok adminisztrálására először COATES (1964) tett javaslatot, melyet fokozatosan pontosítottak. A 15a. és 15b. táblázat a Nemzetközi Kőzetmechanikai Társaság ajánlása alapján összeállított űrlapokat adja közre (ISRM 1981). Ezek a táblázatok mindegyik bemutatott módszernél felhasználható. Az ISRM 1978-ban egységesítette a tagoltság és a szilárdságméréseket is (ISRM 1978a, b), hogy a szubjektív tényezőt minél inkább kiiktathassa.

Jelenleg a leginkább használatos kőzettest-osztályozási mód a BIENIAWSKI RMR módszere (1976, 1989), az ezzel egyenértékű, de a kivitelezés közben jobban meghatározható GSI (HOEK & BROWN 1980), valamint BARTON Q indexe (1974). Mindkét módszer egyesíti a geológiai, geometriai és tervezési/mérnöki paramétereket ahhoz, hogy kvantitatív értéket adhasson a kőzettest minőségéről. A legjelentősebb különbség az RMR és a Q között a különböző hatások súlyozásában van. Azaz míg az RMR a hatások szuperpozíciójával számol, addig a Q azok szorzatát veszi. Míg az RMR a laboratóriumi nyomószilárdságból számol, addig a Q a helyszíni (in situ) szilárdságot veszi figyelembe. Mindkettő számol a

15a. táblázat. Adatgyűjtési táblázat (ISRM 1981 alapján)  
Table 15a Collecting the data according to ISRM 1981

Projekt neve: Helyszín: Készítette: Dátum	SZERKEZETI RÉGIÓ	KŐZET TÍPUSA ÉS EREDETE					
RQD TÉNYEZŐ FÚRÓMAGBÓL		TAGOLTSÁG ÁLLAPOTA					
Nagyon jó: 90-100 % Jó: 75-90 %... Közepes 50-75 %... Gyenge 25-50 % Nagyon gyenge < 25 %		Úde Kis mértékben mállott Közepesen mállott Nagyon mállott Teljesen mállott Talaj jellegű					
TALAJVÍZ		ÉP KŐZET SZILÁRDSÁGA					
Vízbefolyás 10 m hosszú alagút esetén VAGY víznyomás VAGY ÁLTALÁNOS ÁLLAPOT nedves, vízbefolyás, stb):	l/perc  kPa (teljesen száraz,		Egyirányú Pont-				
		Nagyon nagy Nagy Közepes Elégséges Kicsi Nagyon kicsi Mért érték:	> 250 100-250 50-100 25-50 5-25 1-5	> 10 4-10 2-4 1-2 < 1			
<b>A TAGOLTSÁGOK TÁVOLSÁGAI</b>							
		1. csoport	2. csoport	3. csoport	4. csoport		
Nagyon távoli Távoli Közepesen Közeli Nagyon közeli	> 2 m 0,6-2 m 20-60 cm 6-20 cm < 6 cm						
<i>Megjegyzés: Ezen értékeket a helyszínen állapítjuk meg, nem a fúrómagból!</i>							
<b>DŐLÉSIRÁNY ÉS DŐLÉSSZÖG</b>							
		átlag	-tól	-ig	átlag	-tól	-ig
1. csoport	Dőlésirány				Dőlésszög:		
2. csoport	Dőlésirány				Dőlésszög:		
3. csoport	Dőlésirány				Dőlésszög:		
4. csoport	Dőlésirány				Dőlésszög:		
<i>Megjegyzés: Irányok a mágneses északtól értendők!</i>							

15b táblázat. Adatgyűjtési táblázat (ISRM 1981 alapján)  
 Table 15b Collecting the data according to ISRM 1981

A TAGOLTSÁG ÁLLAPOTA					
POLYTONOSSÁGA:		1. csoport	2. csoport	3. csoport	4. csoport
Nagyon közeli	< 1 m	.....	.....	.....	.....
Közeli	1–3 m	.....	.....	.....	.....
Közepes	3–10 m	.....	.....	.....	.....
Messzi	10–20 m	.....	.....	.....	.....
Nagyon messzi	> 20 m	.....	.....	.....	.....
<b>ELVÁLTSAĞA:</b>					
Zárt	< 0,1 mm	.....	.....	.....	.....
Közeli	0,1–0,5 mm	.....	.....	.....	.....
Kissé nyitott	0,5–2,5 mm	.....	.....	.....	.....
Nyitott	2,5–10 mm	.....	.....	.....	.....
Szélesen megnyílt	> 10 mm	.....	.....	.....	.....
<b>FELÜLETI ÉRDESSÉGE:</b>					
Nagyon érdes		.....	.....	.....	.....
Érdes		.....	.....	.....	.....
Kissé érdes		.....	.....	.....	.....
Sima		.....	.....	.....	.....
Csúszós		.....	.....	.....	.....
<b>KITÖLTŐTTSÉGE:</b>					
Típusa		.....	.....	.....	.....
Vastagsága		.....	.....	.....	.....
Egyirányú nyomószilárdság, MPa		.....	.....	.....	.....
Megjegyzés:		.....	.....	.....	.....
<b>FŐBB TÖRÉSEK ÉS GYŰRŐDÉSEK</b>					
A főbb törések és gyűrődések leírása, azok elhelyezkedésével, irányával és jellemzőikkel.					
<b>ÁLTALÁNOS MEGJEGYZÉSEK ÉS TOVÁBBI ADATOK</b>					



víz jelenlétével, és azzal, hogy ez befolyásolja a kőzet szilárdságát. BODONYI et al. (1986) megállapításai alapján az RMR tényezőnél sokkal nagyobb hatása van a szubjektív döntésnek, mint a Q tényezőnek.

Természetesen mindkét elméletnél felvetődik a kérdés a további kőzetmechanikai tényezők bevonására is, de a gyakorlati tapasztalatok azt mutatták, hogy a kívánt pontosságon már nem javítanak. Elmondható viszont, hogy a kemény kőzeteknél végzett fejtéseknél, főleg amennyiben az mélyen is történik, a kőzet mállottsága és a víz hatása általában nem jelentős és így elhanyagolható.

Számos kutató foglalkozott ezen módszerek egymással való megfeleltetésével. Az RMR és a Q tényezők közötti kapcsolatot először JETHWA et al. (1982) írta le. 111 alagútépítést elemezve a két tényező között a következő összefüggést állította fel:

$$\text{RMR} = 9 \ln Q + 44$$

Szénbányászati eredményeket analizálva ABAD et al. (1983) a következő összefüggést adja:

$$\text{RMR} = 10,5 \ln Q + 42$$

Alagutakat vizsgálva az RSR és az RMR tényezők közötti összefüggést RUTLEDGE & PRESTON (1978) állította fel a következő összefüggést:

$$\text{RSR} = 0,77 \text{RMR} + 12,4$$

Összefoglalásként elmondható, hogy a tervezés során célszerű mind az RMR, mind a Q módszerrel számolni, mivel a két tényező együttes ismerete ad kellő információt a megtámasztás megtervezéséhez. Fontos továbbá, hogy minden esetben számoljuk ki a minimális és a maximális értékeket, és az átlag értéket ezekből határozzuk meg. Így a megtámasztás tervezésénél a szélsőértékeket is figyelembe tudjuk venni.

### Köszönetnyilvánítás:

A szerző köszönetet mond PAÁL Tamásnak a kézirat elkészítésekor tett észrevételeiért és annak gondos átnézéséért, valamint az OTKA T034603 támogatásáért is.

### Irodalom – References

- ABAD, J., CELADA, B., CHACON, E., GUTIERREZ, V. & HIDALGO, E. 1983: Application of geomechanical classification to predict the convergence of coal mine galleries and to design their supports. – *Proc. 5th ISRM Cong. Melbourne*, 2, E15-E19.
- BARTON, N. R. 2000: TBM tunneling in jointed and faulted rock. – Balkema, 184 p.
- BARTON, N., LIEN, R. & LUNDE, J. 1974: Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. – *Rock Mechanics and Rock Engineering* 7, 183–236.
- BARTON, N., LOSET, F., LIEN, R. & LUNDE, J. 1980: Application of the Q-system in design decisions. – In: BERGMAN, M. (Ed.): *Subsurface Space* 2, 553–561.
- BEYER, F. & ROLOFS, F. 1981: Integralgeometrische Bestimmung geotechnisch wichtiger Kulfteigenschaften. – *Rock Mechanics* 14/1, 43–56.
- BIENIAWSKI, Z. T. 1976: Rock mass classification in rock engineering. – In: BIENIAWSKI, Z. T. (Ed.): *Exploration for rock engineering* 1, 97–106.
- BIENIAWSKI, Z. T. 1989: Engineering rock mass classification – Wiley 251 p.
- BODONYI J., HULLÁN S. & ILLÉS G. 1986: A kőzetöszlet tagoltságának kvantitatív meghatározása és a hazai alkalmazás néhány példája. – *Bányászati és Kohászati Lapok – Bányászat* 119/3, 159–166.

- COATES, D. F. 1964: Classification of rocks for rock mechanics. – *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 1, 421–429.
- CORDING, E. J. & DEERE, D. U. 1972: Rock tunnel supports and field measurements. – In: LANE, K.S. & GARFIELD, L. A. (Eds): *North American Rapid Excavation. Tunneling Conf. Chicago* 1, 601–622.
- CUMMINGS, R. A., KENDORSKI, F. S. & BIENIAWSKI, Z. T. 1982: Caving rock mass classification and support estimation. – In: US Bureau of Mines Contact Report #J0100103. Chicago: Engineers Int. Inc.
- DEERE, D. U. 1964: Technical description of rock cores for engineering purposes. – *Rock Mechanics and Engineering Geology* 1/1, 17–22.
- DEERE, D. U. & DEERE, D. W. 1988: The rock quality designation (RQD) index in practice. – In: KIRKALDIE, L. (Ed.): *Rock Classification System for Engineering Purposes ASTM No.* 984, 91–101.
- DEERE, D. U., HENDRON, A. J., PATTON, F. D. & CORDING, E. J. 1967: Design of surface and near surface construction in rock. – In: FAIRHURST, C. (Ed.): *Failure and Breakage of Rock* 237–302.
- GÁLOS M. 1985: A közettagoltság meghatározásának és ábrázolásának módszerei. – *Mélyépités-tudományi Szemle* 33/4, 171–176.
- GÁLOS M. & KERTÉSZ P. 1989: Mérnökgeológia. – Kézirat, Tankönyvkiadó, Budapest.
- GRIMSTAD, E. & BARTON, N. 1993: Updating the Q-System for NMT. – In: KOMPEN, R., OPSAHL, E. & BERG, M. (Eds.): *Int. Symp. Sprayed concrete – modern use of wet sprayed concrete for underground support*. Oslo.
- HANSÁGI, I. 1965: Numerical determination of mechanical properties of rock and of rock masses. – *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 2, 219–223.
- HANSÁGI I. 1986: Gyakorlati közetmechanika az ércbányászatban. – Műszaki Kk, 172 p.
- HOEK, E. 1983: Strength jointed rock masses. – 23. Rankine Lecture *Géotechnique* 33/3, 187–223.
- HOEK, E. 1994: Strength of rock and rock masses. – *ISRM New Journal* 2/2, 4–16.
- HOEK, E. 2000: Practical rock engineering – [www.rocsience.com/roc/Hoek/Hoeknotes2000.htm](http://www.rocsience.com/roc/Hoek/Hoeknotes2000.htm)
- HOEK, E. & BROWN, E. T. 1980: Underground excavations in rock. – London, Inst. Min. Metall. 527 p.
- HOEK, E. & BROWN, E. T. 1988: The Hoek-Brown failure criterion – a 1988 update. – In: CURRAN, (Ed.) *Proc. 15. Canadian Rock Mech. Symp. Toronto*, 31–38.
- HOEK, E. & BROWN, E. T. 1997: Practical estimates of rock mass strength. – *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abst.* 34/8, 1165–1186.
- HOEK, E., CARRANZA-TORRES, C. & CORKUM, B. 2002: Hoek-Brown failure criterion – 2002 Edition. *Proc. 5th North American Rock Mech. Conf. Toronto*, 267–271.
- HOEK, E., KAISER, P. K. & BAWDEN, W. F. 1995: Support underground excavations in hard rock. Balkema, Rotterdam, p. 232.
- HOEK, E., WOOD, D. & SHAH, S. 1992: A modified Hoek-Brown criterion for jointed rock masses. – In: HUDSON, J. A. (Ed.): *Rock Characterisation, ISRM Symp. – Eurock'92*, 209–214.
- IAEG 1981: Commission on engineering geological mapping: Rock and soil description and classification for engineering geological mapping. – *Bull. IAEG*, 24, 235–274.
- ISRM 1978a: Determining hardness and abrasiveness of rocks. – *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abst.* 15, 89–97.
- ISRM 1978b: Quantitative description of discontinuities in rock masses. – *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abst.* 15, 319–368.
- ISRM 1981: Suggested methods: rock characterization testing and monitoring. – BROWN, E.T. (Ed.). Pergamon Press, 211 p.
- JETHAWA, J. L., DUBE, A. K., SINGH, B. & MITHAL, R. S. 1982: Evaluation methods for tunnel support design in squeezing rock conditions. – *Proc. 4. Int. Cong. IAEG*, 5, 125–134.
- KENDORSKI, F., CUMMINGS, R., BIENIAWSKI, Z. T. & SKINNER, E. 1983: Rock mass classification for block caving mine drift support. – *Proc. 5. Int. Cong. ISRM, Melbourne*, B51–B63.
- KERTÉSZ P. 1985: Mérnökgeológia. – Mérnöki Kézikönyv 4, 103–132
- LAUBSCHER, D. H. 1984: Design aspects and effectiveness of support system in different mining conditions. – *Trans. Instn. Min. Metall.* 93, A70–A82.
- LAUBSCHER, D. H. & PAGE, C. H. 1990: The design of rock support in high stress or weak rock environments. – *Proc. 92. Can. Inst. Min. Metall. AGM, Ottawa*, # 91.
- LAUBSCHER, D. H. & TAYLOR, H.W. 1976: The importance of geomechanics classification of jointed rock masses in mining operations. – In: BIENIAWSKI, Z.T. (Ed.): *Exploration for Rock Engineering* 1, 119–128.
- LAUFFER, H. 1958: Gebirgsklassifizierung für den Stollenbau. *Geol. – Bauwesen* 24/1, 46–51.
- LOSET, F. 1992: Support needs compared at the Svartisen Road Tunnel. – Tunnels and Tunneling, June.

- MARINOS, P. & HOEK, E. 2000: GSI: A geologically friendly for rock mass strength estimations. – In: ERVIN, M. C. (Ed.): *GeoEng 2000* Melbourne, CD-ROM.
- MARINOS, P. & HOEK, E. 2001: Estimating the geotechnical properties of heterogeneous rock masses such as flysch. – *Bulletin of Engineering Geology & Environment* 60/2, 85–92.
- MERRITT, A. H. 1972: Geologic prediction for underground excavations. – In: LANE, K.S. & GARFIELD, L. A. (Eds.): *North American Rapid Excavation/Tunneling Conf. Chicago* 1, 115–132.
- PACHER, F., RABCEWITZ, L. & GOLSER, J. 1974: Zum der seitigen Stand der Gebirgsklassifizierung in Stollen- und Tunnelbau. – *XXII. Geomech. Colloq. Salzburg*, 51–58.
- PALMSTRÖM, A. 1975: Characterizing the degree of jointing and rock mass quality. Berdal, Oslo.
- PALMSTRÖM, A. 1982: The volumetric joint count – a useful and simple measure of the degree of rock jointing. – In: *Proc. 4. Cong. Int. Assn. Engng. Geol. Delhi* 5, 221–228.
- PALMSTRÖM, A. 1996: Characterizing rock masses by the RMI for use in practical rock engineering – Part 1: The development of Rock Mass index (RMI). *Tunneling & Underground Space Technology* 11, 175–188.
- PALMSTRÖM, A. 1996: Characterizing rock masses by the RMI for use in practical rock engineering – Part 2: Some practical applications of the Rock Mass index (RMI). *Tunneling & Underground Space Technology* 11, 287–303.
- PRIEST, S. D. & HUDSON, J. A. 1976: Discontinuity spacing in rocks. – *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abst.* 13, 134–153.
- RITTER, W. 1879: *Die Statik der Tunnelgewölbe*. Springer (Berlin).
- ROMANA, M.R. 1993: A geomechanical classification for slopes: Slope Mass Rating. – In: HUDSON, J. A. (Ed.): *Comprehensive Rock Engineering*, Pergamon Press 3, 575–599.
- RUTLEDGE, J. C. & PRESTON, R. L. 1978: Experience with engineering classifications of rock. – *Proc. Int. Symp. Tunneling*, Tokyo, A1–A7.
- SERAFIM, J. L. & PEREIRA, J. P. 1983: Consideration of the geomechanical classification of Bieniawski. – In: *Int. Symp. Engineering Geology & Underground Constructions* 1/II, 33–44.
- TERZAGHI, K. 1946: Rock defects and loads on tunnel support. – In: PROCTOR, R. V. & WHITE, T. (Eds.): *Rock tunneling with steel supports*. 15–99.
- VÁSÁRHELYI B. 2001: Új eredmények a kőzet- és talajmechanikában: a HOEK-BROWN törési határállapot és a Geológiai Szilárdsági Index (GSI) bemutatása – *Közlekedési és Mélyépitéstudományi Szemle* 51/11, 424–431.
- VÁSÁRHELYI B. 2003a: Sziklarézsúk állékonyságának számítása SMR módszerrel – *Közlekedési és Mélyépitéstudományi Szemle* 53/4, 191–196.
- VÁSÁRHELYI B. 2003b: A módosított Hoek-Brown törési kritérium. – *Bányászati és Kohászati Lapok – Bányászat* 136/4, 276–283
- WICKHAM, G. E., TIEDEMANN, H. R. & SKINNER, E. H. 1972: Support determination based on geologic predictions. – In: *Conf. Rapid Excavation and Tunneling*, AIME, 43–64.
- Kézirat beérkezett: 2002. 05. 30.



## Rövid közlemények

### *A Nyugat-borsodi alsó-badeni összlet és benne a „középső riolittufa” újabb vizsgálati eredményei*

RADÓCZ Gyula<sup>1</sup>

#### **Bevezetés (a vizsgálat indokoltsága)**

A Borsodi-medencében a „középső riolittufa” hosszú éveken át a badeni, (illetve a „tortonai”) emelet legalsó rétegcsoportjaként szerepelt, majd az ún. miskolci magyarázó jelezte (RADÓCZ 1975. p. 153.), hogy a Ny-borsodi területen a Balaton–26 fúrásban a középső riolittufa alatt is kimutatható tengeri eredetű „tortonai” rétegcsoport. A nógrádi területen a középső riolittufa a kárpáti emelet felső részében, majd részben K/Ar koradatok alapján (Tari Dácittufa Formáció néven) a kárpáti emelet zárótagjaként került rögzítésre (HÁMOR 1985). A kapcsolódó kérdések miatt a Ny-borsodi középső riolittufát OTKA támogatással tovább vizsgáltuk.

Az újabb fúrási anyagok vizsgálata lényegében megerősítette az itteni „középső riolittufa”, illetve a tufát bezáró tengeri összlet (javaslat: Bótai F.) alsó-badeni korát. Az 1960-as évek óta a foraminiferákat KORECZNÉ LAKY I., KERNER B.-né, HORVÁTH M., SZEGŐ É., a molluszkákat főként BÁLDI T. és BOHNÉ HAVAS M., a nannoplankton GÁL M. és NAGYMAROSY A. vizsgálta. A tengeri rétegek közé zárt vastagabb tufaanyagok ásvány-kőzettani vizsgálatát főként GYARMATI P., PORDÁN S., CSILLAG P.-né és RAVASZ Cs.-né végezte. A tufák biotitjaiból a radioaktív kor adatokat BALOGH Kadosa, ÁRVÁNE SÓS E. és PÉCSKAY Z. határozta meg. A Sáta–75 fúrás kárpáti és badeni anyagának paleomágneses vizsgálatát LANTOS M. végezte.

#### **Az alsó-badeni összlet kavicsos bázisrétegei**

Az alsó-badeni összlet általában eróziós diszkordanciával, néhány m, ritkábban (pl. Sajómercse–Sajóvelezd környékén) 30 m vastagságot is elérő, részben szárazföldi–édesvízi, részben csökkentsósvízi ősmaradványokat tartalmazó, változatos összetételű kavics-, homok-, aleurit anyagú rétegcsoporttal indul (javaslat: Sajóvelezdi Tagozat). Ebben esetenként mészkonkréció és több fúrásban édesvízi (forrásvízi) mészkölcence, ritkábban (pl. a Sajóvelezd–139 fúrásban) limnokvarcitlencse, a Sv–67 fúrásban pedig szenes agyagrétteg is megfigyelhető volt, de a feké miocénből átmosott Ostrea-töredék, aleurit és homokkő törmelék, ritkábban barnakőszénkavics is megfigyelhető. Ez a bázisösszlet felfelé összefogódik – csökkentsósvízi, illetve normál sótartalmú üledékkel.

<sup>1</sup>Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia út 14.

### Alsó-badeni tengeri képződmények a „középső riolittufa” összlettel

Ez az összlet általában 150–300 m; a Balaton–26 és a Balaton–31 fúrás összevont adata alapján maximum 500 m vastag és uralkodóan aleurit, homok és riolittufa rétegek építik fel, több helyen vékonyabb tufás–tufaszemcsés és kavicsos rétegekkel. Ez az összlet magában foglalja az úgynevezett „középső riolittufát” a D-i területrelesen mintegy 40–70 m vastagságban. A „középső riolittufa” tengerbe hullását néhol általában apró ősmaradványok és üledékszemcsék is jelzik. É-on – a D-i részen megismert, több 10 m vastag „középső riolittufa” helyett – csak néhány vékonyabb és áthalmazott jellegű tufarétegekkel, tufittal, gyakrabban azonban csupán tufás homok- és tufás aleurit („tufás márga”) rétegekkel találkozunk. A transzgresszióknak megfelelően a legtöbb esetben előbb a durva-, esetenként autigén kőzettörmelék, partközeli, sekélyebb vízi, majd további túlterjedéssel, finomabb szemű, ősmaradványtársasága alapján mélyebb vízi (esetenként sekélybatiális, BÁLDI T. szerint 200–300 m mélységű), a badeni agyag jellegeivel megegyező, pteropodás lerakódások következnek, amelyeket több helyen sekélyebb vízi (néhol regressziós jellegű) rétegek követnek, de a durvább és finomabb szemű rétegcsoport anyaga esetenként összefogazódik. Több fúrás alsó-badeni összletének legfelső szakaszában a bentosz alakok között csökkentsósvízi formák is megjelennek (pl. az Uppony–5 fúrásban). Ezt a regressziót a Lénárdaróc–2 fúrás részletesebb molluszká vizsgálatára (BÁLDI & LEÉL-ÖSSY 1989) megerősítette.

### Felső-badeni?–szarmata szárazföldi képződmények (Sajóvölgyi Formáció)

A Bükkszentmárton Bszm–3 és a Lénárdaróc Ld–2 fúrásban lajtai mészkő-kavicsos bázisrétegek felett elsőként 5–15 m vastag „riolittufa” jelentkezett.

A Bszm–3 fúrásban az említett tufa fölött közel 100 m vastag összletből több szárazföldi csigafaj is előkerült és további „felső” riolittufa és tufit, valamint andezittufa–tufit közbetelepülése is megállapítható. E riolittufák általában finomszemcséjűek és biotitszegények, ezért kormeghatározásuk ezideig radioaktív módszerrel sem sikerült. Az andezit vulkanizmus anyagát a vele váltakozó és bezáró szárazföldi–tavi tufitkavics és agyag összlet (javaslat: Dubicsányi Andezit F.) növénymaradványai lényegében már korábban a szarmatába utalták. Az andezit formációnál fiatalabb részben „felső” részben „legfelső” riolittufával jelenleg nem foglalkozunk.

### Szerkezeti–tektonikai viszonyok

Végig a Ny-borsodi előfordulási területen (a Darnó vonal mentén), viszonylag erős a képződmények tektonikai igénybevétele.

### Őslénytani–rétegtani adatok

A Balaton–31 fúrásban a kárpáti–alsó-badeni határ egy vető mellett 416 m-nél jelölhető ki. Itt, 90 m vastagságban, gazdag tengeri faunával következnek a „középső riolittufa” alatti badeni képződmények, a finomabbszemű nyílt, illetve mélyebbvízi aleuritban bathysiphonos és pteropodás rétegekkel. Ezen összlet

felett, 322–250 m között, harántoltuk a „középső riolittufát”, alsó részében 20–30 cm vastagságban sok idegen anyagú törmelék (agyagkő, pala, mészkő, vulkanit, Ostrea-töredék stb.) fordult elő. Helyenként 1–2 apró ósmaradvány és töredéke a tufában is megfigyelhető. A tufa összletre 250 és 75 m között a tufa alattíhoz hasonlóan tengeri alsó-badeni összlet következik, nyíltvízi szakaszokkal. Ez a tengeri összlet 75–80 m között vetőzónával ér véget. E fúrás alsó-badeni összletéből KERNERNÉ (1985) 177 foraminifera taxont értékelte. A fajok többsége – 125 alak – a mintegy 300 m vastag kárpáti rétegsorból nem volt kimutatható.

A Bükk-szentmárton–3 és a Szilvásvár–5 fúrásban a „középső-riolittufa” alatti badeni- és a vele egyidőben vizsgált tufa feletti badeni rétegek pteropodáinak összehasonlító vizsgálata (BOHNÉ HAVAS 2000) ugyancsak az alsó-badeni kort jelzi.

Balaton–Szilvásvár környékétől északabbra több alsó-badeni szelvényt is vizsgáltunk, de itt vastagabb (önálló) középső riolittufa helyett csupán vékonyabb, részben a tufaösszlet szétseprűződött rétegei jelentkeztek (RADÓCZ 2000).

### A tufák ásvány-kőzettani vizsgálata

A vizsgálatok során RAVASZNÉ (1993) megerősítette, hogy itt a Bükkmogyorósd–3, Bükk-szentmárton–3 és a Szilvásvár–5 fúrás tufái alapján, ténylegesen a „középső riolittufa” szintről van szó, benne az „alsó riolittufa” zárányaival, egyben a „minták mindegyike inkább dácitos, mint riolitos” összetételű. Egyes horzskó salakos szerkezetű, az andezites összetételhez közelebb álló.

### K/Ar koradatok

1993-ban a Szilvásvár–5, Bükk-szentmárton–3 és a Bükkmogyorósd–3 fúrás összesen 12 riolit-, illetve dácittufa mintájából végeztettünk K/Ar módszerű radiometrikus kor vizsgálatokat, majd 1997-ben 1 db kiegészítő vizsgálatra került sor a Bükk-szentmárton–3 fúrás – és további 4 minta vizsgálatára a Lénárdaróc–2 fúrás riolittufa anyagaiból. Az 1993. évi 12 minta esetében a koradatok (BALOGH et al. 1993) egy kivételével hibahatáron belül jól egyeznek egymással ( $14,4 \pm 0,6$ – $15,3 \pm 0,6$  Mév). Az átlagolások után a vulkáni működés legvalószínűbb kora  $14,81 \pm 0,3$  Mév, illetve a badeni emelet közepe körül rögzíthető. Az 1997-ben vizsgált minták esetében 3 minta (a Bszm–3 legfelső és az Ld–2 fúrás legalsó két mintája) K/Ar koradata ( $15,1 \pm 0,6$ – $15,8 \pm 1,6$  Mév) a hibahatáron belül egyezik az 1993. évi vizsgálatok eredményeivel (PÉCSKAY & BALOGH 1997, BOHN-HAVAS et al. 1998), ugyanakkor a Ld–2 fúrás felszínközeli, felső-badeni?–szarmata-, illetve „felső riolittufa” anyaga felszínközelsége, illetve a nagymértékű elváltozás miatt jelentősen eltérő K/Ar koradattal szerepel. E tufa közeli, felszíni előfordulásából kapott paleomágneses adat már „felső riolittufára” utal (MÁRTON & MÁRTON 1996).

### Magnetosztatográfiai vizsgálatok

Ezek a vizsgálatok a SÁTA–75 fúrás kárpáti- és alsó-badeni anyagából történtek. A méréseket LANTOS M. végezte. A SÁTA–75 fúrás 2,5–88,0 m közé eső alsó-badeni szelvénye vetők miatt jelentősen rövidülhetett; felső határa pedig egyértelműen

eróziós. Mindezeket mérlegeltük a paleomágneses vizsgálati eredmények értelmezésénél is (RADÓCZ et al. 1999). A korrelációt NAGYMAROSY (1991) nanno-plankton zónái (7,5–85,4 m között NN5, 91,4–155,3 m között NN4) segítségével végeztük. A magnetosztratigráfia szerint a fúrás 5–157 m közötti rétegei ~ 13,5–16,3 Ma között képződtek (a 157 m alatti minták nem értelmezhetőek). A korreláció összhangban van a „középső riolittufa” ~ 14,9 M év radiometrikus korával, de miután e csonka alsó-badeni rétegsorban csak vékony tufás rétegek jelentkeztek nem állapítható meg, hogy az átfúrt alsó-badeni összlet a „középső riolittufa” szintje alá vagy fölé tartozik.

### Irodalom – References

- BALOGH K., ÁRVÁNÉ SÓS E. & PÉCSKAY Z. 1993: Borsodi fúrásokból származó miocén tufák biotitjának K/Ar kora. – Kézirat, Atomki, 6 p.
- Báldi T & Leél Őssy Sz. 1989: A Lénárdaróc–2 fúrás makrofaunája. – Kézirat, ELTE, MÁFI Adattár, 8 p.
- BOHNÉ HAVAS M. 2000: A borsodi pteropodák biosztratigráfiai jelentősége. – (In: Radócz Gy. 2000). – Kézirat, OTKA jelentés, 10–13.
- BOHN-HAVAS, M., RADÓCZ, Gy., BALOGH, K. & PÉCSKAY, Z. 1998: Biostratigraphic position and preliminary radiometric age of Middle Miocene rhyolite tuffs in Borsod Basin (Northern Hungary). – Carpath-Balkan Geol. Ass. XIV. Congr. Abstr. Vienna, p. 81.
- HÁMOR G. 1985: A Nógrád–cserhádi kutatási terület földtani viszonyai. – *Geol. Hung. ser. Geol.* **22**, 297 p.
- KERNER B.-né 1985: A mikrofauna vizsgálat értékelése (Balaton–31 fúrás). – Kézirat, OFG Ad. 4 p.
- MÁRTON, E. & MÁRTON, P. 1996: Large scale rotations in North Hungarian during the Neogene as indicated by paleomagnetic data. – In: MORRIS, A. & TARLING, D. H. (Eds): Palaeomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **105**, 153–173.
- NAGYMAROSY A. 1991: A Sáta–75 fúrás nannoplanktonja. – Kézirat, ELTE, MÁFI, 3 p.
- PÉCSKAY Z. & BALOGH K. 1997: K/Ar koradatok a borsodi miocén vulkáni tufaszintek helyzetének vizsgálatához. – Kézirat, Atomki, 6 p.
- RADÓCZ Gy. 1975: Harmadidőszaki képződmények. – In: ALFÖLDI L. (szerk): Magyarász Magyarország 200.000-es földtani térképsorozathoz M–34–XXXIII. Miskolc – MÁFI Kiadv. 77–191.
- RADÓCZ Gy. 2000: A borsodi miocén vulkáni tufaszintek vizsgálata, különös tekintettel a Ny-borsodi „középső riolittufa” rétegtani helyzetére. – Kézirat, MÁFI (OTKA jelentés) 19 p.
- RADÓCZ Gy., BOHN P.-né, SZEGŐ É. & LANTOS M. 1999: A Sáta–75 fúrás (Ny-Borsod) badeni összletének szerkezetföldtani, őslénytani és magnetosztratigráfiai vizsgálata. – 2. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Noszvaj, előadáskivonatok, p. 17.
- RAVASZ Cs.-né 1993: A Szilvássárd–5., Bükkmogyorósd–3. és Bükkszentmárton–3 fúrások dácittufa mintáinak ásvány–kőzettani vizsgálata. – Kézirat, MÁFI, 15 p.
- Kézirat beérkezett: 2003. 10. 08.



## Vita

### Hozzászólás a Földtani Közlöny 133/2 (2003) számában megjelent „A Tardonai-dombság szarmata üledéksorának öskörnyezeti vizsgálata és szekvenciasztratigráfiai elemzése” c. tanulmányhoz

RADÓCZ Gyula

#### Bevezetés

Hozzászólásom a nevezett tanulmány, illetve lektori véleményem azon pontjaihoz kapcsolódik, amelyeket megbeszélés után is, részben vagy egészen eltérően ítéltünk meg főként az öskörnyezeti és a szekvenciasztratigráfiai következtetések, valamint a Ny-i és K-i területreész összehasonlító rétegtani alapjaival kapcsolatban. Ez utóbbi mondatrészben összefoglalt – Szerzők által ismert – fenntartásaimat, ugyancsak 2–3 sorban, eredetileg a dolgozat végéhez terveztem, ez azonban a szerkesztői döntés miatt elmaradt.

A dolgozat szerzői röviden összefoglalva főként az alábbiakat állapították meg: „az andezittufa által két részre osztott üledékes összlet alsó részének öskörnyezetét ... állóvízi rétegorokkal összefogazódó kavicsos deltakomplexumai képezték”: deltasíkság, torkolati zátonyok, parti homokos fációsok (deltafront) „valamint iszapos medencebelső (prodelta) jelenlétével. E fölött „tengerparti majd nyíltvízi környezetek jelennek meg”, majd „elsékélyedést mutató, tengerparti környezetek válnak uralkodóvá”. „Az andezittufa fölött” egyben szekvenciahatár fölött, ismét „transz-gresszív rendszerezység”-et rekonstruáltak „a nagyvízi rendszerezység üledékei viszont az erőteljes lepusztulás következtében csak kérdőjelesen körvonalazhatók”. A K-i (sajóabonyi) területrezen az andezittufa fölötti részben szarmata kagylókat is említenek majd megállapítják, hogy „figyelembe véve a neutrális vulkanitok radiometrikus koradatait, az alsó szekvencia sem lehet idősebb 13 millió évesnél” (e szerint a feldolgozásban az andezittufa alatt szereplő „alsó rész” is szarmata). A sok újdonságot jelző dolgozat ábrái mintegy 20 fúrás erősen összevont rétegsorát mutatják be, szinttartónak ítélt képződményekkel, összelettel és 14 fúrás alapján mintegy 20 km hosszú szelvényben végighúzódnak 13 paraszekvencia szintet jelöltek ki a szarmatába sorolt összletben. A paraszekvenciák között nem szerepel a változatos felépítésű „andezittufa...” összlet, ugyanakkor a riolittufa szinteket magukban foglalják.

Néhány összefoglaló részlet a lektori véleményből (beleértve a dolgozat margójára írottakat is)

1. .... a rendkívül változatos Sajóvölgyi F (szarmata) uralkodóan szárazföldi-édesvízi – K-en részben csökkentsósvízi – környezetben lerakódott, főként lencsés-keresztrétegzett agyag-homok-kavics és a közbetelepült, részben áthalmazott, savanyú és neutrális vulkáni (riolittufa, tufit, andezittufa-„agglomerátum” stb.) képződmények összletén belül továbbra sem látom eléggé megalapozottnak a kilométerekre kiterjedő korrelációs és szekvenciasztratigráfiai követ-keztetéseket”, tekintettel a mintegy 20 km hosszban jelölt paraszekvenciák nagy számára.

2. „... a terület nagyobb része földtani és karotázs adatainak kihagyása miatt is kétségesek maradtak az általánosítások, bele értve a szarmata tengerre vonatkozó következtetéseket a Ny-i (tardonai) terület esetében. A szekvencia szinteken túlménoen bizonytalanok tartom pl. a D-367 fúrás szarmata összetételének a 9. ábrán látható csoportosítását, illetve az összlet andezittufa alá és fölé osztásának arányát, amely lényeges kihatással van az egyes szintek azonosítására”. A D-367 fúrás a K-i területrészen mélyült.

3. „Fúrási adatok alapján bizonytalan, illetve ... hiányos indoklással szerepel a legtöbb rétegazonosítás, beleértve a korbesorolást is”.

Úgy érzem, hogy véleményeim erősen rávilágítottak a dolgozat ellenőrzésre javasolt pontjaira, esetenként azonban kevés változtatás történt.

#### *Az észrevételek részletesebb indoklása*

Jelenleg – részletesebben is megvizsgálva a dolgozat területét – fenti véleményemet az alábbiakkal is megerősíthetem.

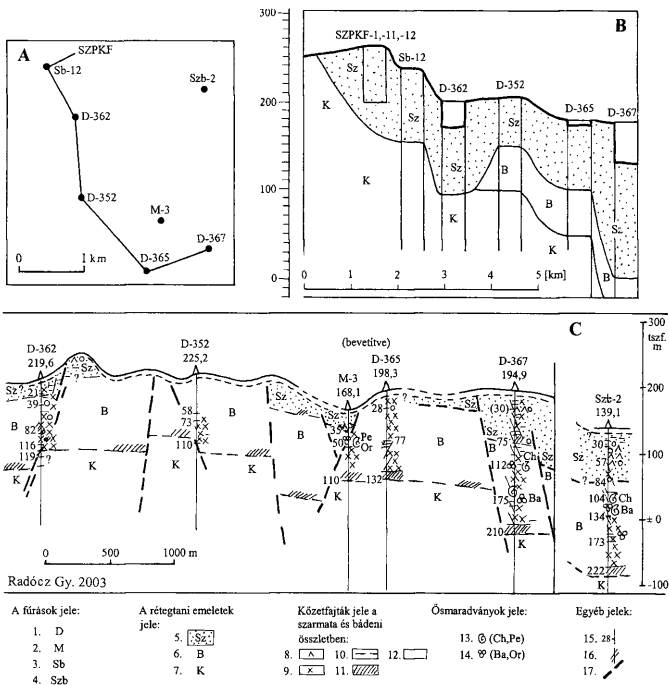
Azért is mert a terület fúrási adatainak egy része a részletesebb vizsgálatokból kimaradt, a paraszekvencia szintekben szerintem több esetben túlzott egyszerűsítéssel szerepelnek a durva és a finomodó szemcsenagyságú képződmények sorai (az ún. időszintek), ugyanis a fúrások adatai részben változatosabbak, részben kérdésesek, ezért a következtetések gyakran bizonytalanok amit a dolgozat nem jelez eléggé. A dolgozatban esetenként kevésnek érzem az indoklást pl. a leírt deltakomplexumok ökoszisztémái fáciesek kimutatásához és a tardonai területrészt szarmata „nyílttengeri” elárasztásainak jelzéséhez. Utóbbi esetben egyetlen őslénytani bizonyíték nélkül, illetve csupán ún. „elárasztási felszínek” kimutatásával következtek „tengerparti majd nyíltmedence környezetek”-re. Kérdéses véleményem szerint a Ny-i rész „szarmata–pannóniai” összetételének és így paraszekvencia szintjeinek elkülönítése, illetve a dolgozat 2. ábrájában bemutatott kapcsolata is a szarmata szintekkel.

A fentiekben utaltam arra is, hogy hiányos a Ny-i és a K-i területrészt összehasonlító rétegtani értékelése. Ide tartozik, hogy a K-i (Sajóbábony környéki) terület több fúrásában is szereplő badeni rétegeket, indoklás nélkül, szarmatának tekintették és szintjeit összekötötték a Ny-i (tardonai) terület szarmata paraszekvencia szintjeivel (ugyanakkor a Ny-i terület badeni összletét nem érte változtatás). A badeni (korábban tortonai) rétegeket a K-i területéről már 1963-ban és 1975-ben is publikálták, de újabban a dolgozatban hivatkozott 1999. évi „a MOL kezdeményezésére” végzett „fúrásértékelés során” PÜSPÖKI Z. is elfogadott itt, pl. a D-365 és -367 fúrás esetében olyan badeni formációt, amely felett a Tári Dácittufa Formációt (a középső-riolittufát) is jelezte. Külön is érinti a K-i területrészt rétegazonosítását, hogy a D-367 fúrás esetében a badeni összlet egy részét a szarmata „andezittufa” szintjénél is fiatalabbnak jelölték. E területrészt alsó-badeni rétegeire a Miskolc-3 fúrás „*Pecten sp.*” maradványa is felhívja a figyelmet (ez a fúrás érinti a dolgozat 3. ábrája K-i területrésztét). Ugyancsak indoklás nélküli az említett 3. ábrában (a K-i területrészt metszetében), hogy a tényleges badeni összlet jelzése helyett, illetve e badeni összlet bázisát jelentő tarkaagyag alatt, a kárpáti képződményekből hasítottak ki badeni összletet. Úgy gondolom, hogy a lektori véleményemben sugallt ellenőrzés és újvizsgálat részben ez esetben is elmaradt.

*További adatok a dolgozattal érintett képződmények jellemzéséhez*

A Sajóvölgyi Formáció a M. Rétegtani Bizottság 1997. évi kiadványában JÁMBOR Á. megfogalmazása alapján „áthalmazott és szórt piroklasztikumokban (andezit- és riodacittufit, tufa) gazdag, döntően folyóvízi homok, agyagmárgás aleurit, ... és polimikt kavicskonglomerátum rétegekből ... áll. Folyóvízi, tavi, esetleg beltengeri képződmény”. E Formáció kora lényegében szarmata, de az alsó szárazföldi, folyóvízi szakasza részben felső-badeni is lehet. Esetenként a hasonló kifejlődésű alsó-pannóniai kifejlődésektől (Edelényi Formáció) is nehéz elkülöníteni. Rétegzonosítási nehézségekkel, bizonytalanságokkal jellemezhető változatos, gyakran lencsés felépítésű rétegek ezek, amelyek közöttani jellemzői és rétegtani kérdései közismertek. Az ősmaradványokkal igazolt egyidejű tengeri–beltengeri rétegek a Kozárdi Formációba tartoznak. Ide tartozó ősmaradványok a most előkerült sajóbátonyi adat mellett pl. Edelény környékén (Császa-pusztán) és többek között az E-397, valamint a Sajószentpéter–115 fúrásból is előkerültek; a csatlakozó Csereháton pedig – fúrások alapján – az alsó-pannóniai rétegek alatt már általános elterjedésűek, de több esetben összefogazódnak a szárazföldi rétegekkel. A dolgozat Ny-i (Tardonai-medence) területén ősmaradványokkal igazolt tengeri–beltengeri üledék nem ismeretes. Tapasztalat szerint ez utóbbi terület szárazföldi–édesvízi, durvább és finomszemcséjű összletében a gyakori kiékelődés miatt a rétegzonosítás és a heteropikus fáciesek időszintjeinek több km-en át történő kijelölése csak sok bizonytalansággal lehetséges.

A Sajóvölgyi Formáció néhány szintjében előforduló, általában több méter vastag ún. „felső” riolittufák a Galgavölgyi Riolittufa Formációba sorolhatók. Megfelelő kísérőrétegek hiányában ezek is nehezen azonosíthatók, esetenként nehezen különíthetők el pl. a Tari Dacittufa Formációtól (az itteni alsó-badeni „középső” riolittufától) és az ún. „legfelső” riolittufától (a Csereháti Riolittufa Formációtól) is. Bizonytalan a rétegtani helyzete még pl. az Alacska melletti (Balázs-tetői) riolittufának amiért ez esetben is terveztük már radiometrikus és paleomágneses kormeghatározását. A Sajóvölgyi Formáción belül ismeretes a közelmúltban javasolt Dubicsányi Andezit Formáció is, amelyet általában lahar típusú, kavicsos, vegyes közettörmelékes tufa–tufit és „agglomerátum” épít fel, közbetelepülve változatos riolit-, illetve vegyes tufa–tufit rétegek, agyag–aleurit-homok és polimikt kavicslencsék. E formáció a Borsodi-medencében, esetenként 100 m-nél vastagabb is lehet és az andezit alkotók alapján viszonylag jól lehatárolható; a főtömeg alatt és felett előforduló vékony andezit anyagú tufit, kavics stb. még ugyanúgy a Dubicsányi Formációhoz tartozik, mint pl. az andezites (lahar stb.) összletet áttörő andezittelérek is. A szarmata alsó összletében, az andezitvulkanitok fő tömege alatt több 10 m-re előforduló vékony „andezittufa”, andezitkavics és -homok, illetve andezitkavicsot és az andezit ásványait tartalmazó homokrétegek hovatartozása még vizsgálat alatt áll. Ettől függetlenül is a borsodi andezitvulkanizmusnak több kitérése lehetett, publikációkban néhány kitérés hely is körvonalazásra került. Andezit kitérés, ha nem is a Tardonai-dombság területén, már a felső-badeniben elkezdődhetett. Erre utalnak pl. a fúrások alapján régebb óta ismert mélyebb helyzetű, esetenként a szarmata bázisán is előforduló andezitkavicsok.



1. ábra. Néhány fúrás helye (A) és földtani metszetek (B, C) a Borsodi-medence Miskolc-Sajóabony közötti területéről. Magyarázat: A. Kutatófúrások helyzete a B jelű metszet nyomvonalával; B. Másolat PÜSPÖKI et al. (2003) 3. ábrájából, a „szarmata” képződmények összehasonlásához; C. vázlatos földtani metszet a B jelű szelvényvel történő összehasonlításhoz; 1. Diósgyőr; 2. Miskolc; 3. Sajóabony; 4. Szirmabesenyő; 5. szarmata; 6. alsó-badeni; 7. Kárpáti; 8. andezittufa, -tufit és -kavics; 9. riolittufa, esetenként tufit; 10. agyag, aleurit, homok és átmeneti – esetenként tufas – rétegei; 11. szárazföldi tarkaagyag; 12. meghatározatlan, vagy bizonytalan képződmény; 13. Mollusca a badeni összletben (Ch: Chlamys, Pe: Pecten); 14. Foraminifera (Ba: Bathysiphon, Or: Orbulina); 15. réteghatár-mélység m-ben a fúróluk mellet; 16. fúrási anyagban megfigyelt vetősíkok; 17. feltételezett nagyobb vető

A tardonai területen viszonylag vastag a szorosabb értelemben vett „andezittufa,…” összlet alatti és néhol a felette települő szarmata összlet. Ez a lokális jellegű nagyobb üledékvastagság kelet felé kimarad, illetve az alsó összlet kiékelődik, a felső pedig jelentős mértékben lepusztult, ugyanakkor az andezites összlet esetenként kivastagodik (a Kondó-116, -118, -119 fúrások területén pl. a viszonylag vastag uralkodóan andezites összlet alatt néhol már csupán néhány m vastag báziskavics települ). Kissé tovább K-felé az andezites összlet is lepusztult.

Ezek a tények is nehezítik a keletebbre ismét jelentkező Sajóbáony környéki szarmata összlet egyes rétegeivel történő azonosításokat.

A badeni (alsó-badeni) összlettel kapcsolatban fontos adatnak számít, hogy a K-i (Sajóbáony–Miskolc közötti) területen pectinidés-orbulinás tufa-tufit közbetelepüléssel az alsó-badeni „középső” riolittufa is elkülöníthető (1. ábra). Jelenleg összehasonlítást végeztem a dolgozat területének K-i szélén mélyült Szirmabesenyő–2 fúrás alsó-badeni anyagával is, ahonnan, az alsó-badeni középső riolittufa rétegcsoportból három Chlamys faj is előkerült. A közel 100 m vastag badeni összlet a kárpáti rétegek fölött áthúzódik a Cserehát területére és általános elterjedésű Miskolc–Sajóbáony környékén is. Az 1. ábra B. és C. metszetének összehasonlítása jelzi a fentiekben említett eltérő rétegtani képet.

Befejezőként: a címben nevezett tanulmány rétegtani alapjának részletesebb vizsgálatához további adatok is rendelkezésre állnak.

Budapest, 2003. július 14.

### *Kiegészítő megjegyzések RADÓCZ Gyula „Hozzászólás...”-ához*

PÜSPÖKI Zoltán – KOZÁK Miklós – CSÁMER Árpád – MCINTOSH Richard –  
VINCZE László

Köszönettel tartozunk a Földtani Közlöny szerkesztőinek, hogy a vitás kérdések ellenére lehetőséget adtak az újabb regionális kutatási eredmények közzétételére. Ez képezheti az alapját alternatív elképzelések közzlésének ma még lezáratlan kérdésekben.

RADÓCZ Gyula lektori véleményével kapcsolatos észrevételeink az alábbiak:

1. A korrelációs szintek megvonásánál nem minden esetben lehet célravezető „minden” fúrás figyelembevétele, hiszen egy mozaikos tengerparti összletben néha éppen a helyi anomáliák (lencseszerű kavicsos betelepülések stb.) fedhetik el az összefüggéseket, esetleg lehetetlenné téve a korrelációt. Éppen ezért azokat a fúrásokat kerestük, ahol a párhuzamosítás bizonyosan megtehető és a fációs jellege kiterjedten nyomonzható.

2. A szarmatát kettéosztó andezittufa erodált roncsokban a dombság csaknem egészen, így a K-i területre is megtalálható. Részletes térképezéseink új adalékokat nyújtottak e képződmény jellemzéséhez. A párhuzamosítás egyik alapja éppen a szinttartó andezittufa lehet. Valószínű, hogy anyagát több fúrásban el sem különítették, mivel furadékból a laza állapot és az extraklasztos jelleg miatt, ill. a karotázskép alapján ez nem volt lehetséges. Ez lehet a helyzet például a Sajóbáony Sb–12 fúrásnál, ahol a közeli SZPKF fúrások és terepi feltárások alapján az andezittufa megjelenése mindenképpen valószínűsíthető.

3. A szarmata korbesorolás alapját az alábbiak adják:

– Az andezittufa fölött jó megtartású, dokumentált makrofauna található, ami egyértelműen szarmata („tinnyi alemelet” alja).

– Az andezittufa alatti rétegsor, ill. maga az andezittufa tele van áthalmazott andezit anyagú törmelékkel (torlathomokok, andezitkavicsok), melyek az

andezittufát megelőző intenzív neutrális magmás tevékenységről tanúskodnak. A területen andezites és riolitos kőzeteken készült radiometrikus korok jól behatárolják a magmás működés időhatárait, és nem indokolták, hogy a vulkáni-vulkanoszediment rétegek korát a bádeniig kiterjesszük. Sokkal valószínűbb, hogy helyenként a vulkáni aktivitás a pannóniaiba is áthúzódott.

*A „Hozzászólás...”-ban tett részletesebb indoklás fejezetrészre vonatkozó kiegészítéseink az alábbiak:*

1. Az agyagos betelepülések, ill. parti kifejlődésű képződmények tengeri jellegét igazoló nyomfossziliák újabban kerültek meghatározásra, melyek jelzik annak valóban tengeri jellegét. Ezek megerősítik az elárasztási felszínek eredetét, s indokoltá teszik a térkapcsolatok nyomozását. Állításunkat alátámasztották BROMLEY professzor kontroll vizsgálatai.

2. RADÓCZ Gyula említ korábban publikált (1963, 1975) badeni előfordulásokat. Erre vonatkozóan hivatkozás jelleggel megemlítjük például a Sajóbáony Sb-2 fúrás mikrofauna vizsgálatát (KORECZNÉ 1958). Térképezéseink során badeni képződményeket több ízben gyűjtöttünk be (pl. Sajóbáonyi Kastély-domb), s ezek badeni kora, az ósmaradvány tartalom (pl. nannoplankton, makrofauna) alapján valóban vitathatatlan. Ezek esetében térbeli helyzetük megítélése okozhat gondot. Részletes vizsgálataink szerint a Sajó menti peremi sávban erőteljesen érvényesülő többszöri szerkezeti feltagolódás ad magyarázatot helyzetükre. Fáciesük eltér a kérdéses tufabetelepülések szarmata rétegcsoportétól. Kifejlődési jellegük alapvetően meszes márga jellegű, ill. homokos, jó megtartású makro- és mikrofossziliákban gazdag.

3 A fúrásokban megjelenő tarkaagyagos szint fölött és az andezittufa alatt települő összletet RADÓCZ Gyula faunával igazoltan badeninek tekinti. Ezt a részünkről szarmatának tartott agyag- és torlatbetelepülésekkel tagolt tufás összletet 50 m vastagságban szelvényeztük, s fauna hiányában, ill. bentonit és torlathomok betelepülések jellege alapján soroltuk a szarmatába, a korbesorolás második alpontjának logikája szerint. Fedőjében diszkordánsan, jól követhető módon települ az extraklasztos andezittufa. Rétegsorában következően andezithomok torlatok jelentek meg és a savanyú tufa szintjei kisebb vastagságúak, mint a dombság ÉNy-i részén jól definiált badeni rétegsorokban. E feltárásokban bade-nire utaló ósmaradványokat nem találtunk, viszont az andezites vulkanizmus egyidejű nyomai kimutathatók. A Sajóbáony Sb-12, Dubicsány D-362, D-352, D-365 fúrásokban faunás betelepülések szintén nem ismertek.

4. A Badeni emelet feltételezése a D-367 fúrás esetén indokoltnak tűnik, különösen az Szirmabesenyő Szb-2 fúrás hasonló faunaadatainak figyelembevételével. Felmerül azonban a kérdés, hogy a képződmények bizonyosan badeni volta esetén miért nem figyelhetők meg hasonló vastagságú riolittufa szintek, ill. bentonit és andezit eredetű kavicsos torlathomok kőzbetelepülések.

5. A meggyőzőnek tűnő badeni faunával kapcsolatban kérdésként merül fel annak megtartási állapota. Feltételezhető ugyanis az áthalmozás, mivel a tanulmányunkban közölt szarmata faunát beágyazó összletben több helyen találtunk

badeni mikrofossziliákat (nannoplankton), igazolva, hogy az újra tagolódó és kiemelkedő helyi terrénumok lepusztult badeni képződményei még a későszarmatában is áthalmazódtak az előtéri üledékgyűjtőkbe, jelentős mértékben szolgáltatva azok üledékét. Ezek az előfordulások a mi korrelációs beosztásunk szerint rétegtanilag a D-367 fúrás 112. méterének faunájával azonosak.

*Végül a „További adatok...” fejezetrésszel kapcsolatban néhány észrevétel:*

1. A Dubicsányi Andezit Formáció „lahar típusú” megnevezése alapos újragondolásra szorul, mivel feltárásokban történő vizsgálata során rendszerint nem figyelhető meg a laharra jellemző anyagi jelleg és szöveti elrendeződés. Olyan 0,5 m-t meghaladó méretű extraklasztok fordulnak elő benne változó rétegtani szintekben, laza mátrixba ágyazva Putnoktól Tardonán át Miskolcig, melyek a lahar eredetét teljesen kizárják.

2. Az andezites működést mi bizonyíthatóan több száz centrumúnak tartjuk.

3. Semmilyen (jelenleg közzétett) adat nincs a szarmata alján, diszkordáns felszínen települő vulkanitkavicsok badeni korára vonatkozóan. Anyagvizsgálataink eredménye és néhány blokkból készült radiometrikus kor inkább szarmatára utal.

4. Sem az andezittufa, sem a fekéjében települő andezithomokos összlet nem tűnik el a K-i területén, csupán ott, ahol a teljes szarmata összlet lepusztult a szarmatát követő erózió során. Meglétéről a Sajóbáony és Miskolc környéki szelvények egész sora tanúskodik. Reméljük, hogy jelenleg is tartó szelvényezési munkáink jelentős mértékben növelhetik e feltárások ismeretességi fokát.

5. Folyamatban lévő vulkanológiai és magmás petrogenetikai vizsgálataink, valamint készülő közleményeink arra tesznek kísérletet, hogy az eddigienél lényegesen árnyaltabb rendszerben mutassák be a vulkáni-vulkanoszediment sorozatot. Ennek egyik hozadékaként javasolni szeretnénk, a Dubicsányi Andezit formáció pontosítását s alapszelvényként megjelölni a dubicsányi kőbányát, valamint az Özvény-völgyi és Szirmabesenyő pincesori feltárásokat: A Sajóvölgyi Formáción belül önálló rétegtani egységként tagozat rangon javasoljuk elkülöníteni az andezittufa fekéjében: az Avasi vagy Egyházvölgyi Tagozatot, fedőjében pedig: a Sajóbáonyi Tagozatot.

### *Irodalom*

KORECZNÉ LAKI I. 1958: A Sajóbáony 2. sz. fúrás mikropaleontológiai vizsgálata - Kézirat, Orsz. Földt. Geof. Adattár-MÁFI

### *Válasz a kiegészítő megjegyzésekre*

1. Úgy vélem, hogy „a korrelációs szintek megvonásánál” is célravezető a vizsgált terület „minden” fúrásának figyelembevétele, mert ilyen úton megnyugtatóbb lehet a fontos fúrások kiválasztása is, úgy a párhuzamosításhoz mint a fáciesjelleg nyomozásához. A K-i területén pl. olyan fúrások is kimaradtak az értékelésből, amelyek alapvetően megváltoztatják a kapcsolódó korrelációt, ill a korbesorolást és a szekvenciaszinteket.

2. Az „andezittufa” szinttartó jellege régóta ismert, több helyen a fúrási adatok bizonytalansága is.

3. „A szarmata korbesorolás alapját” jelentősen ki lehetne egészíteni, ezektől azonban jelenleg eltekinthetünk.

*A részletesebb indoklásra vonatkozó kiegészítés pontjaihoz:*

1. Az „újabbban” meghatározott „tengeri jellegű” nyomfossziliák nagyon fontosak lehetnek a Ny-i területész szarmata, uralkodóan „folyóvízi-tavi, esetleg beltengeri képződmény” összletében. Várjuk a részletesebb ismertetést.

2. A K-i területészről publikált és több kéziratosszerű jelentésben is szereplő badeni fauna az ottani korbesorolás, ill. a szekvenciasztratiográfiai szelvény változtatását indokolja.

3. A vonatkozó első mondat változtatása indokolt, pl: A K-i területész fúrásokban megjelenő tarkaagyagos szintet és föllette a viszonylag vastag „riolittufa” összletet... A badeni „riolittufa” összlet és a szarmata „andezites vulkanizmus” nyomainak elterjedéseit csak hosszabban lehetne megválaszolni (jelenleg nem indokolt).

4. „A terület bizonyosan badeni kifejlődései esetén” „andezit eredetű kavicsos torlathomok” nem várható. A „riolittufa szintek” kérdéseit pedig javasolom később megbeszélni.

5. A badeni Pectinidae fauna megtartási állapota és az egyéb adatok sem indokolják áthalmazódás feltételezését.

*„A további adatok”-ra vonatkozó kiegészítés pontjaihoz:*

1. Egyetértünk azzal, hogy a Dubicsányi Andezit Formáció változatos közetféséségei, közte a „lahar típusú” anyag is további vizsgálatra szorul.

2. Meglepő újdonság, hogy a borsodi „andezites működés” „bizonyíthatóan több száz centrumú”, ugyanis néhány évvel korábbi (publikálásra leadott) térképünkön – korábbi adatok alapján – csupán tíz kitérésű centrumot tüntettünk fel.

3. A „szarmata alján” előforduló andezitkavicsok anyagának kora esetében felvetődött, hogy az andezit kitérés már a késő-badeniben elkezdődhetett, talán nem is itt a Tardonai-dombság területén, de jelenleg mindez csupán feltételezés.

4. A K-i területészhez csatlakozó Cserhát Ny-i sávjában, fúrások alapján eltűnik az andezittufa összlet, ugyanakkor jelentősebb szerepet kap a csökkentővízi szarmata rétegcsoport.

5. Örömmel olvastuk a további tervekhez vonatkozó utalásokat.

Végül reménykedem, hogy a lektori véleményem, ill. a fenti sorok esetenként bizonyára erősnek tűnő megfogalmazása nem rontja meg barátságunkat.

2004. január 28. RADÓCZ Gyula



## Nekrológ

Dr. VENDL Anna emlékezete  
a „negyedik VENDL”  
(1919–2003)

KOVÁCS Istvánné sz. dr. VENDL Anna geográfusnak, a VITUKI ny. tudományos munkatársának 2003. december 19-i elhunytja megrázta mindazokat, akik becsülték, tisztelték és szerették figyelemreméltó egyéniségét, köztük a Magyarhoni Földtani Társulat elnökségét és tagságát.

VENDL Anna 1919. július 26-án Budapesten született, dr. VENDL Aladár műegyetemi tanár és TAVASZY-SCHAFARZIK Valéria elsőszülött leányaként.

A szőke, kékszemű kislányt tudós professzor édesapja a gellérthegyi és a zebegény-újjvölgyi kertjükben avatta be a talaj, az ásványok, a kőzetek, valamint a növény és állatvilág rejtelmeibe, felkészítve őt arra, hogy édesapja, nagynénje (dr. VENDL Mária) és nagybátyja (dr. VENDEL Miklós) nyomdokaiba lépjen a földtudományi kutatás területén.

Az elemi iskolát az Izabella-utcai és a Bartók Béla úti iskolában végezte. A Sacré Coeur Sophianum gimnáziumban tett érettségi után az 1937/38-as tanévben a Pázmány Péter Tudományegyetem földrajz–természetrajz szakos hallgatója lett.

1939. február 11-én feleségül ment dr. PAPP Elemér vegyész-mérnökhez, és férje kívánságára abbahagyta egyetemi tanulmányait. 1939. november 21-én született Anikó lányuk

1941-ben gépírónői oklevelet szerzett, majd német, francia, angol nyelvű tervdokumentációs munkát végzett különféle vállalatoknak. A II. második világháborút Budapesten élte át. 1948/49-ben egy nőiszabó üzemben is dolgozott, segédlevelet is szerzett.

1951. augusztus 1. és 1952. november 30. között a Magyar Állami Földtani Intézetben dolgozott, és geológustechnikusi képzést szerzett. Dr. MAJZON László igazgató irányítása alapján foraminiferákat, majd dr. ZALÁNYI Béla vezetésével osztrakodákat határozott. A mikropaleontológiai vizsgálatok eredményei alapján földtani korbesorolásokat végzett.

1952. december 1-én áthelyezték a Szabó József Geológiai Technikumba, ahol először műhelyoktató volt. A technikumi évek élményeire és kirándulásaira még élete utolsó napjaiban is elevenen emlékezett. Közben esti tagozaton folytatta abbahagyott egyetemi tanulmányait az Eötvös Loránd Tudományegyetemen. 1954. július 15-én földrajzból középiskolai tanári oklevelet szerzett. Szakdolgozatának címe: „Budapest melegforrásai”.

Élete legmozgalmasabb és szakmai szempontból legértékesebb része az 1955. november 1-től a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézetben töltött, a nyugdíjas évekkal együtt közel 25 év. Itt érvényesült igazán a családi háttérből magával hozott és tanulmányai során elsajátított tudása. Kibontakozhatott a



természetszeretete, ezen belül az élő vizek kutatása és vizsgálata iránti elkötelezettsége.

1960. december 17-én a „Balatonfüredi források hidrogeográfiája” című értekezése és szigorlata alapján természettudományi doktori oklevelet szerzett.

Intézeti tevékenysége során eredményesen vizsgálta a víztározók vízének mennyiségi és minőségi tulajdonságait és meghatározta a kiszámítható feliszapolódás mértékét.

Dr. KESSLER Hubert kérésére áthelyezték a Karsztvízkutató Osztályra. Feladata volt a hazai rétegforrások főbb típusainak meghatározása, a Dunazug hegységi vízutánpótlódások és azok törvényszerűségeinek vizsgálata; valamint szakvélemények készítése a regionális és magánjellegű vízellátásokhoz a hidrogeológiai védőterületek kijelölésével. Vizsgálta a forrásvizek ionkoncentrációja, a fajlagos ellenállása és a vízáradó kőzet közötti összefüggéseket.

Mint az Országos Forrásnyilvántartás vezetőjének és irányítójának, feladata volt az újonnan felfedezett források és közeik geológiai és hidrológiai adatainak megállapítása, nyilvántartásba vétele is. A vízellátásra is beköthető forrásoknál havonta, sőt hetente mérte a vízhozamot, a legnagyobbaknál éppenséggel naponta. Minden vízmintát vegyelemeztek. A kapott adatokat eljuttatta a Vízrajzi Évkönyv szerkesztőjéhez. Sok forrás vízhozamáról grafikont is közölt. A források feldolgozott adatai alapján meghatározta az adott területen kitermelhető víz mennyiségét. Ez a hazai forrásvízkincsünk helyes felhasználását és egyúttal védelmét is szolgálta.

Mindezekről tanulmányokat közölt a Hidrológiai Tájékoztatóban és a Hidrológiai Közönyben, valamint a VITUKI évi munkáiról szóló beszámolóiban. Huszonhárom tudományos közleménye jelent meg nyomtatásban. Ezenkívül számos vízellátási szakvéleményt, a forrásokra települő vízművek létesítéséhez szükséges javaslatot készített. Ezek mind a VITUKI Adattárába kerültek.

1977-ben, 58 évesen ment nyugdíjba, mert a terepmunka kikezdte egészségét, de még négy évig, 1980. március 31-ig dolgozott mint nyugdíjas. A Vízrajzi Évkönyv és a Forráskataszter szerkesztését még nyugdíjasként is végezte.

Dr. VENDL Anna a nemcsak szellemileg, hanem sokszor fizikailag is fárasztó és veszélyes terepi bejárások során a legnehezebb körülmények között is megállta a helyét. Kitartóan tudott gyalogolni sáros, köves úton is, tudott úszni, evezni, vízjárassági engedélye volt evezős, vitorlás és motoros csónakra egyaránt.

Német, francia és angol nyelvtudása következtében sokszor vezetett vagy kísért szakmai tanulmányutakon külföldi vendégeket.

Munkásságának jellemző, olykor humoros epizódjait külön kéziratos emlékeztetőben rögzítette.

Beosztottait nagy szeretettel és humánusan tanította, munkájukat gondosan megszervezte. Veleszületett intelligenciája és leleményes fellépése következtében a legváltozatosabb helyzetekben is eredményesen oldott meg minden problémát. Ezért vezetői sok kényes szakmai kérdés megoldásával őt bízták meg.

Tudását külföldi utazásai során is gyarapította. A szomszédos államok mellett járt Olaszországban, Lengyelországban, az NDK-ban, Franciaországban, Svájcban, Angliában és Spanyolországban.

Tagja volt a Magyarhoni Földtani Társulatnak, a Magyar Hidrológiai Társaságnak, a Magyar Földrajzi Társaságnak és a TIT-nek.

Első férjétől, dr. PAPP Elemértől 1957-ben elvált. Egyetlen gyermekük PAPP Anikó gyógytornász. 1974. november 25-én férjhez ment KOVÁCS Istvánhoz. Második férje 1987. március 18-án halt meg.

Dr. VENDL Anna sokoldalú képzettsége és műveltsége nemcsak szakmai téren nyilvánult meg: kiváló rajzkészsége és zenei tudása is figyelemreméltó volt. Ha leült a zongorához, akkor akár a klasszikusokat, akár a magyar nótákat szólaltatta meg, mindenki számára meghitt pillanatokot szerzett. Ebben is kifejezésre juttatta szeretett forrásainak csobogását.

Annával egy mindig határozott, színes, a társadalmi érintkezésben is sokoldalú egyéniség távozott közülünk, aki a kedvezőtlen történelmi körülmények között is mind a jó, mind a rossz napokban mindig és mindenütt helytállt. Legyen áldott élete és munkássága!

Temetése 2003. december 30-án volt a Csepeli temetőben a római katolikus egyház szertartása szerint. Ravatala mellett a Magyar Állami Földtani Intézet, a volt Szabó József Geológiai Technikum és a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet, valamint a Magyarhoni Földtani Társulat, a Magyar Hidrológiai Társaság, a Magyar Földrajzi Társaság és a Természettudományi Ismeretterjesztő Társulat nevében dr. VITÁLIS György mondott utolsó Istenhozzádót.

### Dr. VENDL Anna nyomtatásban megjelent munkái

1. Tanulmányút a Csehszlovák Köztársaságban. – *Élet és Tudomány* X/6, 1955 II. 9.
2. A jósvafői barlang- és karsztkutató állomás. – *Hidrológiai Közlöny* 1957/4, p. 365.
3. Forrásnyilvántartás folyamatos vezetése és adatszolgáltatás. – Beszámoló a VITUKI 1958. évi munkáiról. – Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1960.
4. A karsztvízészlelő hálózat fejlesztése. – Beszámoló a VITUKI 1958. évi munkáiról. – Műszaki Könyvkiadó, Budapest 1960.
5. A budapesti melegforrások fejlődése és helyzetváltoztatása. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1961. március, 28–29.
6. A VITUKI forrásnyilvántartása. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1961. december, 57.
7. Adatok a Dunakanyar környéki források ismeretéhez. – *Hidrológiai Közlöny* 1962/3, 241–245.
8. SCHAFARZIK Ferenc, a hidrológus. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1962.
9. A források és karsztvizek nyilvántartása. – Beszámoló a VITUKI 1959. évi munkájáról. – Az Országos Vízügyi Főigazgatóság kiadványa, Budapest, 1962.
10. Egyes hazai víztározók felizapolódásáról. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1962. december, 46–51.
11. Újabb adatok a Dunakanyar környéki források ismeretéhez. – *Hidrológiai Közlöny* 1964/1, 43–48.
12. A hazai rétegforrások főbb típusai. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1964. június, 48–52.
13. Forrásnyilvántartás. – Beszámoló a VITUKI 1963. évi munkájáról. – Az OVF kiadványa, Budapest 1966.
14. Hévíznyilvántartás. – (ugyanott)
15. A beszivárgási viszonyok vizsgálata a Szentendrei-hegység nem-karsztos forrásainak vízutánpótlódása szempontjából. – *Hidrológiai Közlöny* 1966/8, 373–379. (Külön dícséretben részesült munka.)
16. A Szentendrei-hegység forrásai. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1966. június, 82–86.
17. A nem-karsztos források vízutánpótlási viszonyai. – Beszámoló a VITUKI 1964. évi munkájáról. – Az OVF kiadványa, Budapest, 1966.
18. A nem karsztos területek vízutánpótlódási viszonyainak tanulmányozása és törvényszerűségének megállapítása a Dunazug hegység vidékén. – Beszámoló a VITUKI 1965. évi munkájáról. – VITUKI, Budapest, 1967.
19. Várvolgyi vízellátásának lehetőségei. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1967. november, 50–54.
20. Vizsgálatok a források vízionkoncentrációja és a vízadó kőzet között. – *Hidrológiai Közlöny* 1968/9, 428–429. (Jutalmazott munka.)

21. Adatok a Balaton-környéki források ismeretéhez. – *Hidrológiai Közöny* 1969/8, 351–355.
22. Az esztergom-visegrádi andezithegység forrásai. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1969, 95–100.
23. Források hozamának előrejelzése. – *Hidrológiai Tájékoztató* 1973, 41–42.

### Jelentősebb kéziratok munkák

1. Általános földtan. – Összefoglaló jegyzet a MÁFI középkáder-tanfolyamának hallgatói számára. (Sokszorosítva)
  2. Balatonfüredi források hidrogeográfiája. – Doktori értekezés; ELTE Földrajzi Intézet könyvtára, Budapest 1960.
  3. A nem-karsztos területeken fakadó források utánpótlódásának vizsgálata. – Témaszám: 8.01.03-9, VITUKI 1966. (Kézirat)
  4. Vizsgálatok a forrásvizek ionkoncentrációja, kémiai összetétele, elektromos ellenállása és a vízáradó között. – Témaszám: 3508/K, Vituki, Budapest 1967. (Kézirat)
- Ezekon kívül számos vizellátási szakvéleményt, forrásokra települő vízművek létesítéséhez szükséges javaslatot készített. Ezek a Vituki Adattárába kerültek

VITÁLIS György

## Hetényi Rudolf 1933–2003

HETÉNYI Rudolf a Magyar Állami Földtani Intézet egykori munkatársa, igazgatóhelyettese 1933. július 14-én született Budapesten, elhunyt 70 éves korában, 2003. június 14-én.

Gyermekkorát Pestlőrincen töltötte, édesanyját 13 éves korában elvesztette, ami gyökeres változásokat hozott életébe, kemény munkával, korán gondoskodnia kellett önmagáról.

A középiskolát a Fasori Evangélikus Gimnáziumban végezte 1952-ben, jeles eredménnyel. Geológia iránti érdeklődése még középiskolás korában, a Pestlőrinci Téglagyárban végzett nyári munkája során ébredt fel, amikor felfigyelt a pannóniai agyagban előforduló ősmaradványokra. Szakmai indíttatásokat könyvekből is szerzett, amihez főleg a Központi Honvéd Könyvtárban dolgozó édesapja révén jutott.

Egyetemi diplomáját az ELTE–TTK geológus szakán szerezte 1956-ban. Tagja volt annak a legendás, nagy létszámú évfolyamnak, melynek tagjai évtizedeken keresztül meghatározó egyéniségei voltak a hazai földtani kutatásnak. Ő is VADÁSZ Elemér tanítványa volt és ez meghatározta szakmai érdeklődési körét, munkastílusát.

Egyetemi éveitől kezdve – túl a kötelező nyári gyakorlatokon – a Földtani Intézetben vállalt munkát. Tudományos segéderői státuszban, főleg laboratóriumi munkát végzett. Terepi segédmunkásként FÜLÖP József gerecei, bakonyi, villányi, vértesi munkáiban is közreműködött.

Szakmai pályafutása egyetlen munkahelyhez, a Magyar Állami Földtani Intézethez kötődik, ahova 1956. október 1-én lépett be, és 60 évesen, 38 év és 284 napos szolgálati idővel a háta mögött 1994. augusztus 15-én vonult nyugállományba.

Az Intézetben végigjárta a szakmai besorolások szokásos rendjét, tudományos gyakornokként kezdte, majd tudományos segédmunkatárs, 1958. szeptember 1-én tudományos munkatárs, 1974. április 1-én tudományos főmunkatárs lett.

Élete elválaszthatatlan volt munkájától, munkája elválaszthatatlan volt a Földtani Intézettől. Különféle emelkedő rangú beosztásokban résztvevője, töretlen szorgalmú végrehajtója, irányítója volt az intézeti tevékenységnek, csaknem négy évtizeden keresztül. A Magyarhoni Földtani Társulatba még egyetemista korában belépett és csaknem ötven évig volt tagja.

A jó intézeti hagyományokhoz híven Ő is terepi feladatokkal kezdte, a Térképezési Osztályon 1958-tól, a térképezési program kezdetétől a Mecsek Csoport vezetőjeként, majd 1960-tól a Mecsek hegységi Osztály vezetőjeként végezte és irányította a mintegy 500 km<sup>2</sup>-nyi bonyolult felépítésű terület 1:10 000-es méretarányú térképezését.

A térképezés része volt annak az átfogó intézeti programnak, amelyet „hasznosítható ásványi anyagok szempontjából legfontosabb hegységek és medencék részletes és sokoldalú földtani vizsgálata” céljából indítottak ugyancsak 1958-ban.



Kiemelten foglalkozott a feketekőszén perspektivikus kutatásával, a fedőképződmények finomrétegtani tagolásával.

HETÉNYI Rudolf a 21 db mecseki térképlapból háromnak felvételezője és szerzője, míg további 6 db térképlapnak és magyarázójának társszerzője, ahol főleg a középső és felső-liász térképezésében, litosztratigráfiai tagolásában vett részt.

A térképlaponkénti felvételt tájegységi térkép szerkesztése követte, elkészült a Keleti-Mecsek 1:25 000-es földtani térképe, melynek ugyancsak társszerzője. Irányította a térképezéshez kapcsolódó alapszervevények feltárását, fúrások kitérését, anyagainak feldolgozását, dokumentálását.

Az 1970-es évek elejétől új, az előkutatásokat előtérbe helyező „Az ország természeti erőforrásainak kutatása és feltárása” című tárcaszintű program határozta meg az Intézet tevékenységét. Az új program az intézeti tevékenység bővítését, szervezetének megváltoztatását is igényelte. HETÉNYI Rudolf 1974-ben a Földtani Térképezési Főosztály vezetője lett. Különös gondot fordított a Dél-dunántúli Osztály működési területének bővítésére, létrehozta a Pécs-Vasasi magmintaraktárt és kőzetfizikai laboratóriumot, megszervezte és elindította a kisalföldi térképezési programot.

1981, az ambiciózus célokat kitűző VI. ötéves terv induló éve volt, ekkor, január 1-én kapta meg általános igazgatóhelyettesi kinevezését. Feladata a vezetés, ellenőrzés, végrehajtás hármas követelményrendszerében ölt testet, és Ő ezeket a feladatokat tántoríthatatlanul, következetesen ellátta. Új elem is megjelenik munkájában, el kellett látnia az Intézet mongóliai, vietnami, kubai földtani térképező expedícióinak felügyeletét.

Módomban volt egy kubai ellenőrző útja során végig kísérni és látni, milyen részletekre is kiterjedő gondossággal ellenőrizte a folyamatban lévő munkákat.

Hatásköre 1987-ben tovább bővült, az Intézet új szervezeti rendje szerint általános igazgatóhelyettesként, közvetlen felügyeletet látott el az önálló hatáskörű főosztályvezetők tevékenysége fölött.

Munkásságát egyebek mellett a „Földtani kutatás kiváló dolgozója” és a „Munka érdemrend bronz fokozata”-val ismerték el.

HETÉNYI Rudolf igazgatóhelyettesként még részese volt annak a zavaros átszervezési, majd új programalkotási időszaknak amit az 1990-es évek elején élt át az Intézet. A korábbi szervezet, értékrend és feladatok megszűnése, a munkatársak kétharmadának elbocsátása, ha nem is mondta, de biztosan fájdalmasan érintette. Erre következtethetünk, a sajnálatosan elhatalmasodó betegsége mellett abból, hogy nyugdíjazása után távol tartotta magát az intézeti és társulati szakmai rendezvényektől, a kapcsolatot csak szűk szakmai, baráti körrel tartotta fenn.

Mint mondtam, HETÉNYI Rudolf élete elválaszthatatlan volt a Földtani Intézettől, áldozatos munkát végzett az intézeti rend, szervezetség alakulása, a szakmai adminisztráció belső és külső feladatainak végrehajtása terén. Ebben mindvégig segítőtje és támasza volt felesége, ÉNEKES Márta.

### HETÉNYI Rudolf nyomtatásban megjelent művei\*

- HETÉNYI R., NAGY E. & WEIN Gy.: A Mecsek- és a Villányi-hegység mezozoikumuma. A MÁFI alapításának 90. évfordulója alkalmából 1959. IX. 15-23. között tartott mezozoós konferencia kirándulásai. – MÁFI Alkalmi Kiadványa, 47–65.
- FÜLÖP J., HÁMOR G., HETÉNYI R. & VÍGH Gy. 1960: A Vértes-hegység júra időszaki képződményei – *Földtani Közöny* 90/1, 15–26.
- HETÉNYI R. 1964: A Mecsek hegység és a Villányi-hegység mezozoikumuma a középső liásztól. – Kirándulásvezető a Magyar-Jugoszláv geológustalálkozó résztvevői számára. Bp.
- HETÉNYI R. 1964: A Mecsek hegység részletes földtani vizsgálata. – *MÁFI Évi Jelentés* 1961/I, 15–20.
- HETÉNYI R. 1964: A Mecsek hegység és a Villányi-hegység mezozoikumuma a középső liásztól. – Magyar-Jugoszláv Geológus Találkozó előadásai. Sokszorosított füzet.
- HETÉNYI R. 1966: A mecseki középsőliász tagolása. – *MÁFI Évi Jelentés* 1964, 23–29.
- FÖLDI M., NAGY E., HÁMOR G. & HETÉNYI R. 1966: Hosszúhetény-D Észlelési térkép 1:10 000 (1965) – MÁFI.
- FÖLDI M., NAGY E., HÁMOR G. & HETÉNYI R. 1966: Hosszúhetény-D Földtani térkép 1:10 000 (1965) – MÁFI.
- HÁMOR G., HETÉNYI R. & NAGY I. 1966: Pécsvárad Észlelési térkép 1:10 000 (1964) – MÁFI.
- HÁMOR G., HETÉNYI R. & NAGY I. 1966: Pécsvárad Földtani térkép 1:10 000 (1964) – MÁFI.
- HETÉNYI R., HÁMOR G. & NAGY I. 1966: Apátvarasd Észlelési térkép 1:10 000 (1963) – MÁFI.
- HETÉNYI R., HÁMOR G. & NAGY I. 1966: Apátvarasd Földtani térkép 1:10 000 (1963) – MÁFI.
- HETÉNYI R. & FÖLDI M.: A Mecsek hegység földtani vizsgálata 1967-ben. – *MÁFI Évi Jelentése* 1967, 189–203.
- HETÉNYI R. 1967: A Mecsek hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata 1962–1966 között. – *MÁFI Évi Jelentés* 1965, 31–44
- HETÉNYI R., HÁMOR G. & NAGY I. 1967: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Pécsvárad. – MÁFI, 57 p.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., NAGY E. & HÁMOR G. 1967: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Hosszúhetény. – MÁFI, 66 p.
- HETÉNYI R. 1968: A Mecsek hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata az összefoglalás szakaszában. – *MÁFI Jelentés* 1966, 31–48.
- HETÉNYI R., HÁMOR G. & NAGY I. 1968: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Apátvarasd. – MÁFI, 55 p.
- HETÉNYI R. 1968: A Mecsek hegység földtani vizsgálata 1967-ben. – *MÁFI Évi Jelentés/Előzetes/*, 17–30.
- HETÉNYI R., HÁMOR G. & NAGY I. 1969: Pécsvárad (Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú földtani térképsorozatához.) p. 319.
- FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY E., NAGY I. & BILIK I. 1969: Komló Észlelési térkép 1:10 000 (1967–1968) – MÁFI.
- FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY E., NAGY I., BILIK I. 1969: Komló Földtani térkép 1:10 000 (1967–1968) – MÁFI.
- FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY E., NAGY I. & BILIK I. 1969: Komló Mélyföldtani térkép 1:10 000 (1967–1968) – MÁFI.
- HETÉNYI R. 1969: A Mecsek hegység földtani vizsgálata 1967-ben. – *MÁFI Évi Jelentés* 1967, 189–203.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1969: Földtani alapadatok a Mecsek hegység 1:10 000-es méretarányú térképsorozatához. Pécsvárad. – MÁFI, 55 p.
- FÖLDI M. & HETÉNYI R. 1969: Foltos Márga. In: FÜLÖP J. (szerk.): Földtani kirándulás a Mecsek hegységben, a Villányi-hegységben és a Dunántúli-középhegységben. Mediterrán Jura Kollokvium. – Bp., 14–15.
- GÉCZY B., HETÉNYI R. & VÖRÖS A. 1969: Villányi Templomhegy és Somsich-hegy. Bath–kallóvi–oxfordi képződmények. In: FÜLÖP J. (szerk.): Földtani kirándulás a Mecsek hegységben, a Villányi-hegységben és a Dunántúli-középhegységben. Mediterrán Jura Kollokvium – Bp., 39–42.
- HÁMOR G., BILIK I., NAGY I. & HETÉNYI R. 1974: Kisbattyán. Földtani térkép 1:10 000 – MÁFI.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. & BILIK I. 1974: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Magyaregregy. – MÁFI, Budapest, 51 p.
- HÁMOR G., FÖLDI M., BILIK I., NAGY I. & HETÉNYI R. 1974: Magyaregregy Észlelési és Földtani térkép 1:10 000 (1969) – MÁFI.

- NAGY I., HÁMOR G. & HETÉNYI R. 1975: Kisújbánya Észlelési térkép 1:10 000 (1971) – MÁFI.
- NAGY I., HÁMOR G. & HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1975: Kisújbánya Földtani térkép 1:10.000 (1971) – MÁFI.
- HÁMOR G., HETÉNYI R. & NAGY I. 1975: Zengővárkony Észlelési térkép 1:10 000 (1972) – MÁFI.
- HÁMOR G., HETÉNYI R. & NAGY I. 1975: Zengővárkony Földtani térkép 1:10 000 (1972) – MÁFI.
- HETÉNYI R., HÁMOR G. & FÖLDI M. 1976: Mecseknádasd Földtani térkép 1:10 000 (1972) – MÁFI.
- HETÉNYI R., NAGY I., FÖLDI M. & HÁMOR G. 1976: Hosszúhetény-É Észlelési térkép 1:10 000 (1972) – MÁFI.
- HETÉNYI R., NAGY I., FÖLDI M., HÁMOR G. & BILIK I. 1976: Hosszúhetény-É Földtani térkép 1:10 000 (1972) – MÁFI.
- HETÉNYI R. & RAVASZSNÉ B. L. 1976: A baranyai antracittelepes felsőkarbon összlet a Siklósbodony–1. és a Bogádmindszent–1. sz. fúrás tükrében. – *MÁFI Évi Jelentés* 1973, 323–361.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., BILIK I. & JANTSKY B. 1976: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Ófalu. – MÁFI, 74 p.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G. & BILIK I. 1976: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Mecseknádasd. – MÁFI, 38 p.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., JANTSKY B. & BILIK I. 1976: Ófalu Észlelési térkép 1:10 000 (1972) – MÁFI.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., JANTSKY B. & BILIK I. 1976: Ófalu Földtani térkép 1:10 000 (1972) – MÁFI.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., NAGY I. & BILIK I. 1977: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10.000-es sorozat. Hosszúhetény-É. – MÁFI, 71 p.
- HETÉNYI R. 1978: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Kisbattyán. – MÁFI, 82 p.
- HETÉNYI R. 1978: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez, 10 000-es sorozat. Kisújbánya. – MÁFI, 88 p.
- HETÉNYI R. 1979: Emlékezés FÖLDI Miklósrá – *MÁFI Évi Jelentés* 23 p.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., NAGY E. & BILIK I. 1982: A Keleti-Mecsek földtani térképe M=1: 25.000 – MÁFI kiadvány.
- HETÉNYI R.: A Gerecse, a Vértes és Bakony-hegység mezozoikumá. In: FÜLÖP J., NOSZKY J.: Kirándulásvezetők – MÁFI kiadvány 13–46. Bp.
- CSÁSZÁR G., HAJAS J., BILIK I., GÉCZY B., GÓCZÁN F., HETÉNYI R., KASSAI M., KONDA J., KOVÁCS S., MISZLIVETZ E., NAGY E., NAGY I., ORAVECZ-SCHEFFER A., PÓLAI Gy., RÁLISCHNÉ, SZABÓ I. & SZABÓ Z.: Excursion 104, Mesozoic Formations in Hungary. Middle to Upper Dogger – Komló Marl Formation Óbánya Limestone Formation – Dorogó Marl Formation – Internat. Geol. Congress XXVIIIth Session Moscow, USSR Guidebook 43–45.

\* Hetényi Rudolf 212 tételből álló szakirodalmi jegyzéke megtalálható a MÁFI Könyvtárában és az Adattárban.



## Hírek, ismertetések

Összeállította: Kázmér Miklós

### ÉVFORDULÓK

PAPP Károly (1873–1963) geológusra, a budapesti egyetemen professzorára emlékeztek szülőhelyén, Tápióságon, 2003. november 4-én. RÁDULY Endre plébános felszentelte PAPP Károlynak és geográfus feleségének, BALOGH Margitnak felújított sírját, majd a helybeli PAPP Károly Általános Iskola kertjében felavatták a PAPP Károly-emlékművet, Csik Sándor faragóművész alkotását. Az ünnepségen TÓTH Gábor iskolaigazgató és DUDICH Endre társelnökünk mondott beszédet.

HÁLA József

### RENDEZVÉNYEK

*A Székelyföldi Geológusok V. Találkozója Sepsiszentgyörgy, 2003. október 18.*

Kovácsna megye székhelyén PAPUCS András geológus kollégánk immár ötödik alkalommal szervezte meg a Székelyföldi Geológusok Találkozóját.

A találkozón előadások és könyvbemutatók hangzottak el. DUDICH Endre röviden szólt a SZÁDECZKY-KARDOSS Elemér centenárium eseményeiről, különös tekintettel a Geonómia az ezredforduló után c. kötet megjelenésére, és tájékoztatást adott a Magyar Földtudományi Szakemberek VII. (délvidéki) VilágTalálkozásának (GEO-2004) előkészületeiről. PAPP Péter a két SZÁDECZKY-ről (Gyula és Elemér), valamint családi hátterükről tartott előadást. DÉNES István frissen megjelent Székelyföldi barlangvilág c. könyvét ismertette. Jömagam a Székelyföld geológiai szerkezetének úrfelvételek alapján történő újraértékeléséről szóltam.

DUDICH Endre bejelentette, hogy a Földtani Közöny a Székelyföld geológiája témakörben 2004 áprilisáig összegyűjtött cikkekből – kellő terjedelem esetén – különszám kiadását tervezi, melyet a Magyar Állami Földtani Intézet finanszíroz.

A következő, hatodik találkozó a Sapientia Egyetem csíkszeredai campusán lesz, 2004. október 23-án.

A székelyföldi és erdélyi geológia – és általában a természettudományok – helyzetéről a Találkozóhoz kapcsolódva alapos elemzés jelent meg MÓZES László geológus, újságíró tollából a Háromszék napilap 2003. október 29-ediki számában. Az interneten is olvasható a Szubjektív vázlat egy tudományos kezdeményezésről c. tanulmány, mely a mára kedvteliséssé visszaminősült földtan helyzetét és kiterjeszési lehetőségeit elemzi, a szakmai és a politikai háttér felvázolásával (<http://www.3szek.ro/index.php?lap=2&dir=031029#16>).

UNGER Zoltán

*Konferencia Török Zoltán professzor (1893–1963) emlékére*

2003. november 22-én tartotta a Bolyai Társaság Kolozsvárt a TÖRÖK Zoltán emlékére megszervezett tudományos tanácskozását.

TÖRÖK Zoltán SZÁDECZKY KARDOSS Gyula diákjaként indult. Kolozsvári egyetemi működését betetőzve lett 1944 augusztusától a geológiának, később pedig (egészen a Bolyai- és a Babes-egyetemeknek kieroszakolt egyesítéseig) a geográfiának a professzora, s nevelte anyanyelvükön az ottani magyar egyetemistákat, az önálló magyar egyetemnek akkoriban megadott másfél évtizeden át.

TÖRÖK Zoltán házsongárdi sírjának megkoszorúzásával kezdődött a rendezvény. Az előadások sorában ez erdélyi és magyarországi román–magyar szakmai, geológusi kapcsolatok történetébe adott betekintést KECSKEMÉTI Tibor, majd két hajdani tanszéki gyakornok, MAROSI Mária és TÖVISSI József személyes vonatkozásokban gazdag előadása hangzott el. A szünetet követően a tanítványi, majd a muzeológusi megközelítést hallhattuk, KOVÁCS Piroska, illetve PAPUCS András előadásában. Ezt követően két tudománytörténeti előadás hangzott el az ércbányászat és a vasipar témakörében (PAPP Péter és SZÓCS Katalin).

A földrajzi szekció témái a népességföldrajz és népességstatisztika, a településfejlesztés, a tájrendezés és a morfológia voltak

A földtani ülészakon MAGYAR Imre (MOL), a Pannon-tó ősföldrajzi helyzetéről, VENCZEL

Márton és MIHÁLY Zoltán (nagyváradi Körös Múzeum) paleontológusoknak a kolozsvári eocén rákadatok bővítését adó, illetve – új felfedezésként – egy már pliocénbeli, tehát a Kárpát-medencében legfiatalabb hullőelőfordulást ismertető előadása következett. Ásványtani-kőzettani, majd paleo-talajtani, sőt a régészeti határterületéről való elemzések eredményeivel, ezek sorában pedig legelőször DÉNES István magyarhermányi dobostortaopálfelfedezésével folytatódott a bemutatók. ANDRÁS Eduárd–KASSAY Zsombor–PÁL MOLNÁR Elemér volt a Hegyes granitoidjai egy részének petrológiai feldolgozását elvégző szerzőhármas; az ő előadásukat követte a Gyergyóhavasokban vörös trópusi őstalajt (!) kimutató PÁSZTOHY Zoltán előadása – és a szatmári Mikola alig-dombos határában előkerült kőszekőkön elvégzett, archeometriai vizsgálatairól számolt be NAGY István kolozsvári másodéves hallgató.

PAPP Péter

*Rudabánya és az emberré válás korai szakasza  
Kiállítás a Magyar Nemzeti Múzeumban. 2004.  
február 9. – május 24.*

Az emberré válás korai szakaszának kiemelkedő jelentőségű leletei kerültek elő az 1960-as években Rudabánya külszíni lignitbányájából. HERNYÁK Gábor, a bánya főgeológusa érdekes ősmaradványokat talált a Vilmos-bánya területén. A leleteket 1967-ben juttatta el KRETZOI Miklós paleontológushoz, aki a maradványok között az emberré válás korai szakaszának bizonyítékait ismerte fel. A csontokat meghatározva, egy állkapocs alapján új fajt írt le, *Rudapithecus hungaricus* KRETZOI, 1967 néven, majd közel egy évtizeden át őslénytani ásatásokat folytatott e lelőhelyen. A *Rudapithecus* – közkeletű nevén Rudi – az emberszabású majmok között olyan jellegzetességeket mutat, melyek a további, ember-ősök irányába vezetnek. A lelőhelyen a *Rudapithecus* mellett további három, új ősi emberszabású majomnemzettség maradványai kerültek elő, melyeket az ásató *Bodvapithecus altipalatus*, *Anapithecus hernyaki* és *Ataxopithecus serus* néven írt le.

A leletek kora megközelítőleg 10 millió év (késő-pannoniai). A Pannon-tavat határoló mocsarak maradványai az Északi-középhegység lábainál húzódó lignitlepek. Egy ilyen telepől került elő Rudi is. A rétegekben a pannóniaira jellemző Hipparion (háromujjú ősló) fauna mocsárban elpusztult vagy oda besodródott

állatfajainak csontmaradványai és a környező gazdag növényvilág együtt őrződtek meg számunkra.

Az emberszerű főemlős-anyag feldolgozását több évtizedes munkával az ásatók, KRETZOI Miklós végezte el. Kutatásainak eredményét a Magyar Nemzeti Múzeum jelentette meg angol nyelven (The Fossil Hominoids of Rudabánya (northeastern Hungary) and Eearly Hominisation). A kutatásokat a nyolcvanas évektől KORDOS László irányításával a Magyar Állami Földtani Intézet tovább folytatta.

A kiállítás megnyitója KRETZOI Miklós Széchenyi-díjas paleontológus, a Természettudományi Múzeum Föld és Őslénytárának volt vezetője, a MÁFI volt igazgatója, a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Állattani és Embertani tanszékének ny. tanszékvezető professzora 97. születésnapján volt.

\*\*\*

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Őslénytani Tanszékén megalakult a tanszék alapító professzorának nevét viselő HANTKEN Miksa Kör. A tanév folyamán kéthetente vitaulésein oktatók, kutatók és hallgatók hosszabb előadásokon mutatják be legújabb kutatási eredményeiket. Az ülések programja a tanszék honlapján található meg (<http://paleo.elte.hu>).

## SZEMÉLYI HÍREK

Ajka Városért Díszoklevél kitüntetést kapott KOZMA Károly geológus, környezetvédelmi szakmérnök. Szakmai pályafutása az ajkai szénbányászathoz kötődik. Nevéhez köthető az országos hírnevű ajkai Bányászati Múzeum létrehozása.

DUDICH Endre

RAUCSIKNÉ VARGA Andrea Beátát, valamint KOVÁCS Istvánt (mindketten az Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettani és Geokémiai Tanszékének Ph. D. hallgatói) a 2003. évben az Országos Tudományos Diákköri Tanács Pro Scientia emlékéremmel tüntette ki kiemelkedő tudományos diákköri tevékenységükért.

SZABÓ Csaba egyetemi docensnek (ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék), társulatunk főtítkárának, az Országos Tudományos Diákköri Tanács a színvonalas diáktudományos tevé-

kenységet támogató munkájáért a Mestertanár címet adományozta.

MEDZIHRADESKY Zsófia régész Antropogén hatások vizsgálata holocén pollendiagramokban. Kis-Balaton és Tapolcai-medence c. doktori értekezését 2003. december 15-án védte meg az Eötvös Loránd Tudományegyetem Öslénytani Tanszékén.

OZSVÁRT Péter geológus A magyarországi paleogén medence paleo-oceanográfiája bentosz foraminiferák ökológiai vizsgálata alapján c. doktori értekezését 2003. december 19-én védte meg az Eötvös Loránd Tudományegyetem Öslénytani Tanszékén.

### *Elhunyt tagtársaink*

2003. október 14-én, életének 87. évében elhunyt POHL Károly Állami-díjas bányamérnök, társulatunk tagja. Életműve a bauxitbányászat-hoz kötődött. 1946-tól a szőci bánya üzemvezetője, majd az iszkaszentgyörgyi bánya főmérnöke volt. 1957-től vezette a karsztvízföldtani kutatásokat. 1963-tól az Alumíniumipari Tervező Vállalatnál bányatervezési főosztályvezetőként, később műszaki igazgatóhelyettesként dolgozott. 1975-ben Állami Díjat kapott a bauxitbányászat vízvédelmé terén végzett munkásságáért. 2003. november 3-án búcsúztattuk a Farkasréti temetőben.

VIZY Béla

### MEGJELENT KÖNYVEK

CSÁKY Károly (2003): Híres selmcebányai tanárok. Lilium Aurum, Dunaszerdahely, 218 p. ISBN 80-8062-166-7. 162 szlovák korona.

PODANI János (2003): A szárazföldi növények evolúciója és rendszertana. ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 296 p. ISBN 963-463-632-2. 3200 Ft.

### KÖNYVISMERTETÉS

PÁPÁY József (2003): *Development of Petroleum Reservoirs. Theory and Practice* Akadémiai Kiadó, Budapest, 940 oldal. 4900 Ft. ISBN: 963 05 7927 8

Dr. PÁPÁY József olajmérnök, akadémikus, a Magyar Olaj- és Gázipari Rt. vezető szaktanácsadója rezervoármérnöki témakörökben.

A könyv címe egyszerűen magyarra fordítva: Olajtárolók művelése. Ennél azonban sokkal több. Tekintettel arra, hogy gáztárolókkal is foglalkozik, kibővítve a cím: Szénhidrogéntárolók művelése is lehetne. A könyv a kőolaj- és földgáztermelés technológiájával foglalkozik és témája mind elméleti, mind gyakorlati szempontból kiterjed a szénhidrogén-tárolókra. Elemzi és értékeli a nemzetközi szakirodalmat. Foglalkozik az általános geológia és a kőolaj-geológia diszciplínáival. Tárgyalja a szénhidrogéntermelés klasszikus és kihozatalnövelő módszereit egyaránt, beleértve a mélyföldtani telepekben végzett földgáztárolás elméleti és gyakorlati vonatkozásait. Bemutatja a termelési módokat tudományos és elméleti alapjait, a klasszikus és legmodernebb metodikákat. Modellezési eljárásokat ismertet és elemzően értékeli azok praktikumát. Számos gyakorlati, olajmezei adattal mutatja be a termelési technológiákat és a kihozatalnövelő eljárások hatékonyságát.

A szöveget hatalmas számítási anyag, matematikai levezetések sora, nagy számú vonalas ábra, grafikon, táblázat, különféle ábra, fénykép, térkép, szelvényanyag egészíti ki. A vonalas ábrák, grafikonok, táblázatok, matematikai formulák, térképek jól tanulmányozhatók, olvashatók, elemezhetők. A fényképek vonatkozásában azonban jobb minőséget érdemelt volna ez a mű. Vonatkozik ez az egyes ábrákra is, ahol a helytakarékoság miatt elhagyott kicsinyítés következtében nehéz az olvasás.

Az első rész 142 oldal terjedelemben tárgyalja a termelési folyamatok számára fontos geológiai ismereteket. A köztetfizikai fejezet alapos ismeretanyagot nyújt a porozitás, permeabilitás mérésére és oknyomozó vizsgálatára alkalmas metodikák bemutatásával. Külön részletesen tárgyalja a granulált szemecskéjű tárolók, valamint a repedéses, kettős porozitású és karbonátanyagú, karsztos képződményeket, továbbá bennük a fluidumok viselkedését.

Bemutatja, hogy a mélyfúrások során hogyan lehet hozzáférni vizsgálati anyaghoz, közvetlen és közvetett úton szerezhető információkhoz. Gyakorlatból is számos példát mutat be ábrákon, fotókon. A geológiai, geofizikai, köztetfizikai és fizikokémiai adatokból szerkeszthető térképek, szelvények, a szénhidrogén-telepek térbeli helyzetének pontos ismeretét alapvetően fontos bázisnak tekinti a rezervoármérnöki tevékenység számára. Az elméleti ismereteken túl számos külföldi és hazai gyakorlati példát is bemutat. A rétegtartalom egyes fázisának (gáz,

olaj, víz) térbeli megjelenítése és a közetfizikai, valamint a rétegfizikai paraméterek lehetővé teszik a kőolajgeológia tevékenységének megkoronázását: a készletbecslést, mely egyúttal alapja a további gazdasági megítéléseknek. Ismerteti a számítási módszereket, elemzi azok megbízhatóságát és használhatóságát.

A helyi információforrásból a kútdiag-nosztikával a telepek tanulmányozása során nyert ismeretanyagok alkalmazásával a Szerző átvezeti az olvasót a medenceanalízis rejtelmeibe, melynek végső célja és feladata a korrektt mélyföldtani szelvények és különböző célzatú (sztratigráfiai-fácies, tektonikai-ösföldrajzi) térképek szerkesztésén túl a prognóziskészítés. Válasz arra a nagyon nagy horderejű kérdésre, hogy az adott területen mennyire szénhidrogén képződhetett, mi a medence potenciális kőolajföldtani értéke. A sztratigráfiai, tektonikai, ösföldrajzi ismeretek alapján ez a fejezet a vizsgáldókat kiterjeszti nagyobb földtani régiók értékelésére és modellezésére. Logikusan levezeti, hogy a kutató mélyfúrások egymástól távol eső pontszerű adatforrásait a tudomány, a gyakorlatban alkalmazott mérés technikai módszerekkel és matematikai modellezéssel miként lehet összekapcsolni, valamint a kimunkált markáns paramétereket korrelálni.

Ez az I. rész egy komplett kőolajgeológiai könyvnek is tekinthető. Alaposságát, terjedelmét, korszerűségét, rendszerességét tekintve – egy kőolaj- és földgáztermeléssel foglalkozó könyvben – egyedülálló. Sehoh a vonatkozó szakmai világirodalomban ilyen nem tapasztalható. Minden szakmabeli kőolajgeológus, de más területen dolgozó geológus és geofizikus is nagy haszonnal tanulmányozhatja ezeket az oldalakat, melyeken a leírtak nemcsak a földtani és rezervoármérnöki munkák szoros együttműködésére utalnak, de egyben a földtani, geofizikai-, geokémiai tevékenység nagyfokú megbecsülését is jelenti!

A második rész 310 oldal terjedelemben tárgyalja a klasszikus termelési folyamatokat, különös tekintettel a termelésre és a technológiai elemző értékelésre. Bemutatja, hogy miként helyezkednek el a tárolóban a víz-, olaj-, gázfázisok és ezek energetikai rendszerének ismerete nyomán, milyen termelői kútleltépesi hálózatot szükséges alkalmazni, valamint milyen művelési metodikát indokolt bevezetni.

Szemléletesen tárgyalja az elsődleges-, másodlagos-, harmadlagos termelési mód-

szereket, bemutatva, hogy ezeknél a tároló vonatkozásában milyen kútelhelyezés, energiafajta bevitelle célszerű. Ugyanakkor azt is ismerteti, hogy az egyedi kútkiképzéseknek milyeneknek kell lenniük gáz, víz, CO<sub>2</sub>, kémiai anyagok injektálása esetén.

Jól körülhatárolhatóan tárgyalja a tároló, a hidrodinamikai egység kezelését és az egyes kutakban végezhető műveleteket (repszítés, savazás, horizontális fúrás). Ezek eredményeként egyrészt az egyes kutakban növekszik a felszínre hozott mennyiség, másrészt mező-méreteken javul a kizohozatali hányados.

A harmadik rész 357 oldal terjedelemben tárgyalja a kizohozatalnövelő eljárásokat. Részletesen foglalkozik a hozamnövelő és az olajon kívül a gázkihozatal növelési módszereivel. Bemutatja a már működő hazai mélyföldtani gáztárolókat és foglalkozik a tervezett, megvalósításra váró lehetőségekkel

A negyedik rész 101 oldal terjedelemben Szerző különböző olyan témákkal foglalkozik, melyek szükségesek a rezervoár mérnök munkájához (általános tervezés, műveléstervezés és elemzés, numerikus szimuláció, repedezett tárolók, karsztos tárolók stb.). Foglalkozik a könyv a repedéses tárolók modellezésével is. Közetparaméterek mérése és modellezése, továbbá a különböző típusú kutakban végzett hőmérséklet, áramlási, viselkedési megfigyelések és számítások zárják a fejezetet.

A Szerző a könyvet azoknak az egyetemi hallgatóknak ajánlotta, akik tanulmányaik során ezt a tárgyat választották. Ezen kívül hasznosan tanulmányozhatják azok a geológusok, geofizikusok, rezervoármérnökök és mindazok, akik valamilyen módon kapcsolatban állnak a kőolaj-földgáz kutatásával, a szénhidrogének és a mélyégi vizek termelésével, mélyföldtani gáztárolással, vagy a geotermikus energia hasznosításával. A magam részéről csak annyit tennék hozzá, hogy ha hamarabb jelent volna meg ez a könyv, a hazai olajiparban több mindent jobban, ésszerűbben és hatékonyabban lehetett volna tervezni és kivitelezni egyaránt.

A nemzetközi megismertetés érdekében történt angol nyelvű kiadással természetesen egyet kell értenünk. Mínthogy azonban a könyvet magyar tudós, magyar földön, magyar olajiparon belül végzett munkája során alkotta meg, kézenfekvő, hogy hamarosan megszülessen a könyv magyar nyelvű változata is.

**HARTAI ÉVA (2003) A változó Föld**

Miskolci Egyetem Kiadó – Well-Press Kiadó, Miskolc, 192 oldal. 5990 Ft. Megrendelhető: <http://www.wellpress.hu/nagykonyv/>; a [foldkk@gold.uni-miskolc.hu](mailto:foldkk@gold.uni-miskolc.hu) címen; telefonon a (30) 903-2293 számon.

Végre megszületett egy új, a földtant átfogóan bemutató magyar nyelvű könyv magyar szerzőtől. Megírására a Miskolci Egyetem egyik avatott oktatója vállalkozott azzal a szándékkal, hogy a nem geológus képzésben résztvevő, de földtant hallgató egyetemi hallgatók egy modern szemléletű, és egyúttal a földtudományokat is megkedveltető információs anyaghoz jussanak

A könyv elsősorban az egyetemi szintű általános földtudományi alapképzés céljait szolgálja. A könyv összeállításánál a szerző igyekezett olyan fogalmakat használni, illetve olyan magyarázatokkal szolgálni, amelyek a leírtakat előtanulmányok nélkül is érthetővé teszik. Ezáltal a könyv használható bármelyik olyan felsőoktatási intézményben, ahol a földtant alapismereti szinten oktatják.

A Változó Föld című könyv négy fő részből áll. Az első rész foglalja össze azokat az alapfogalmakat, amelyek a továbbiakban leírt folyamatok megértéséhez szükségesek. A második rész azokat a folyamatokat részletezi, amelyek a litoszférát felépítő kőzetek kialakulásában szerepet játszanak. A harmadik rész a szerkezetföldtani alapismereteket tárgyalja, magába foglalva a kontinensek és óceánok keletkezési folyamatait. A negyedik rész a Föld és az élet fejlődésének főbb eseményeit ismerteti meg. Végül, az Olvasó ismereteket szerezhet a földtani térképek és szelvények értelmezéséről. A könyv végén megtalálhatók a szövegben kiemelt fogalmak angol nyelvű megfelelői.

FÖLDESSY János

**HAJNAL GÉZA: A budai Várhegy hidrogeológiája**  
Akadémiai Kiadó, Budapest 2003., 129 p.

A Szerző több mint 10 éves munkájának gyümölcsét, Ph.D. tanulmányának eredményeit osztja meg az érdeklődőkkel. Mivel a Budai Vár a Világörökség része a téma sokak számára nyújthat hasznos információkat. Ugyan a szerző csak „laikusoknak, építészeknek, geográfusoknak és a barlangok majdani hasznosítóinak” ajánlja a könyvet, bátran állítható, hogy idősebb és fontos forrásmunka a geológusok, hidrogeológusok számára is.

A könyv felépítése jó és logikus, fokozatosan épülnek egymásra a fejezetek.

A bevezetésben ismerteti a kutatás előzményeit, a vizsgálati módszereket és részletesen áttekinti az eddigi kutatások történetét.

Ezt követi a Várhegy földtanának bemutatása, melyben külön fejezet foglalkozik a tektonikával, illetve az üreg- és barlangképződéssel.

A harmadik fejezet a hidrogeológia, melyet öt témakörbe csoportosít. Ezek a következők: barlangok, üregek, pincék; kőzetek fizikai és vízföldtani jellemzése; barlangi kutak vizsgálata; csepegő vizek; várlejtők. A vízkémiai adatok értelmezésével nem mindenütt értek egyet, részben azért, mert kis számú és bizonytalan hibaszázalékú elemzés állt a Szerző rendelkezésére. Ettől függetlenül nagyon fontos és hasznos információkat közöl. Az egész könyvre oly jellemző részletes dokumentálás sajnos elmaradt az áramlási viszonyok ismertetésénél. Nem derül ki még hozzávetőlegesen sem, hogy az egyes kutak mennyi idő elteltével reagáltak a szivattyúzásokra, vagy a festett víz mennyi idő elteltével jelent meg a Várlejtőn.

A negyedik fejezetben a Várhegy vízmérlegéről kaphatunk részletes információkat. Az ismertetést a következő csoportosítás szerint végzi: korábbi számítások, természetes vízutánpótlódás, közművekből származó vízutánpótlódás, a számítás algoritmusai és eredményei, valamint KESSLER Hubert módszere a Várhegyre vonatkoztatva. A vízmérleg elkészítésekor figyelembe veszi a közművek veszteségeit, és külön-külön számol beszivárgást a Platóra, illetve a Várlejtőre. Számításaival igazolta, hogy beszivárgó vizek mennyiségében a közművesztésekből származó vizek szerepe a domináns a csapadék eredetűekkel szemben, és a korábban feltételezett arány helytelen.

A tanulmányt rövid, de átfogó összefoglaló zárja, mely angol ismertetést is tartalmaz.

Az utolsó fejezet az irodalomjegyzék, mely – annak ellenére, hogy szerkezete nem túl szerencsés – nagyon alapos gyűjtemény, és biztosan állítható, hogy kiindulási alanyagként tekinthető a Várhegygel majdan foglalkozó szakemberek számára.

A könyv 45 ábrát és 59 táblázatot tartalmaz. Úgy az ábrák, mint a táblázatok szépek és áttekinthetőek. Kár, hogy a geomorfológiai térkép pontatlanra sikerült az átszerkesztés során.

Nagyon értékes az öt darab térképmelléklet, igaz némelyik túl sok információt szeretne nyújtani, és ebből adódóan túlszűfolt.

A szép kivitelű, jól és pontosan dokumentált tanulmányt szívesen ajánlom pályatársaim és a „laikus” olvasók figyelmébe.

SZÓCS Teodóra

**György BÁRDOSY, János FODOR: Evaluation of Uncertainties and Risks in Geology**

(Bizonytalanság és kockázat értékelése a földtanban)

2004 Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 221 old, 101 ábra, 18 táblázat  
ISBN 3-540-20622-1

Nincs földtani munka anélkül, hogy az eredményekben, az azokra épülő állításokban és következtetésekben bizonytalanság, kockázat ne lenne. Talán a bányászok azok, akik evvel a leginkább tisztában vannak, s tudják, hogy ezzel a jelenséggel együtt kell élni. Persze, nem mindegy hogy hogyan, a mértékét, lehetséges következményeit, illetve a becslések kockázatát ismernünk kell.

A két nagyszerű magyar, a földtudományok és az informatika irányából közelítő tudós közös erőfeszítése révén született művet a világ egyik legnagyobb tudományos kiadója adta ki ez év elején. Szakmánkhöz közelebbi társszerző BÁRDOSY György akadémikus, akinek ipari geológusi, bányászati tapasztalatait is viszontalájk most a könyvben. Ez a két tény önmagában is fémjelzi a mű jelentős súlyát, s aktualitását a bányászati és földtudományok számára.

A könyv hat fejezetből áll. Ezek jól áttekinthető, logikus sorrendben vezetik végig az olvasót a címben leírt problémakörön. Az első fejezet rövid bevezetője egy híres francia matematikus professzor, D. DIDIER tollából származik, s részben ajánlás, részben pedig bátorítás azok számára, akik a látszólag bonyolult matematikai módszerek láttán elriadnának a könyv átolvasásától. A második fejezetben összegzést találunk arról, hogy a földtani adatok, információk gyűjtése során milyen eredetű bizonytalanságokkal kell számolnunk (természetes változékonyság, mintavétel eloszlása, mintavétel módja, laboratóriumi hibák, nem mérhető tulajdonságok, az értékelési modell pontatlanságai stb.). Ez a rész véleményem szerint még azok számára is nagyon tanulságos, akik az ezek értékelésére alkalmas, később részletezett módszerekkel nem tudnának megbirkózni. A harmadik rész matematikai megközelítésű, elméleti. Bemutatja és értékelésük

szemszögéből csoportosítja a földtani adatfajtákat. Azokkal a valószínűség-számítási elméleti alapokkal foglalkozik, amelyek a földtani adatok rendkívüli sokfélesége, rossz körvonalozottsága mellett azok kezelésére, számszerűsíthető értékelésére alkalmasak lehetnek. A következőben a bizonytalanságok matematikai modellezésére alkalmas módszerek összefoglalását adják a szerzők. Ezek segítségével egy becslési, számítási eljárásban a korábban diszkrét értékkel megadott, de valójában bizonytalanságot is tartalmazó bemeneti adatok úgy alakíthatók át, hogy azok a bizonytalanságot kvantitatív módon is megjelenítve tartalmazzzák, majd ezekkel műveletek is végezhetőek (intervallum aritmetika, fuzzy halmazok, fuzzy számokkal végzett műveletek). A következő, ötödik fejezet az, ahol a korábbiakban módszertanilag és általánosságban ismertetett módszerek bányászati és földtani alkalmazásait találjuk. Itt az első példák rögtön az ásványi nyersanyag kutatás és bányászat, nevezetesen a dunántúli bauxit előfordulások kutatására vonatkoznak. A földtani tudományok számos egyéb alkalmazására – röntgendiffrakciós analízis, őslénytani biometria, radioaktív hulladék elhelyezés biztonsági értékelése – találunk példákat, többségében magyar területek adatainak elemzésével.

A hatodik fejezet pontokba szedett összefoglalását adja azoknak az ajánlásoknak, amelyeket a szerzők a földtani adatokkal foglalkozóknak, azokat értelmezőknek adnak. Ezeket akár falitáblaként is kiakaszthatnánk minden bányászati cég műszaki részlegének kapujára:

– A földtani adatok – alaptudományból és alkalmazásból származók egyaránt – hibákat és bizonytalanságokat tartalmaznak.

– Helyesen akkor tudunk ezekkel dolgozni, ha a hibák eredetét és jellegét ismerjük. Az optimális eredményt akkor érjük el, ha ezeket a bizonytalanság vizsgálatára is irányuló módszerekkel elemezzük. Erre legalkalmasabbnak a fuzzy halmazok elmélete látszik.

– A földtani vizsgálatokban egyre inkább teret kell kapnia a kockázat elemzésnek, amely nemcsak a bizonytalanságokat, hanem a bekövetkezésük esetén jelentkező következményeket is értékeli.

Mottóként óhatatlanul általam nagyon tisztelt néhai főmérnököm jut eszembe, aki egy később sikeresen záruló kutatási kampány közepén felhívott bennünket, fiatal geológusokat, s nekünk szegezte a kérdést: „Meddő lyukakat miért tetszenek lefúrítani?” Nos, a választ ebben a könyvben részletes indoklással, módszertani

útmutatóval, és életből vett példákkal most megtalálná.

FÖLDESSY János

Továbbra is várjuk a könyvismertetéseket. Ha szeretné, hogy a megjelent könyvről az

ismertetést a szerkesztőség készítse el, a következő címre küldje a könyvet: Kázmér Miklós, ELTE Őslénytani Tanszék, 1518 Budapest, Pf. 120. Kérjük, adja meg a könyv árát és azt, hogy hol vásárolható/rendelhető meg.





## 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 megjelentetéshez 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 javaslatára 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 megjelentetését 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 Közlöny 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)

GALÁ CZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972)

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

(GALÁ CZ & 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 Közlöny 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.

NÉMETH Norbert, MÁDAI Ferenc: Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben II. – mikroszerkezeti jellemzők – <i>Early phase ductile deformation elements in the limestones of the Eastern part of the Bükk Mts Part Two: – Patterns of microstructure</i> .....	1
FEHÉR Béla: Clintonit, egy trioktaéderes merevcillám a pomázi Salabasina-árokából – <i>Clintonite, a trioctahedral brittle mica from the Salabasina Ravine, Pomáz, Visegrád Mountains, Hungary</i> .....	29
DÁVID Árpád: Clionidae bioerozió késő-oligocén osztrigákon (Wind-féle téglagyár, Eger) – <i>Bioerosion of Clionid Sponges on the Valves of Late Oligocene Oysters (Wind Brickyard, Eger, NE Hungary)</i> .....	41
GEIGER János: A pannóniai Újfalu (Törteli) Formációban levő Algyői delta fejlődéstörténete – II.: Üledékszerkezeti jegyek az Algyői deltában — <i>Depositional history of the Pannonian Algyő delta (Újfalu Formation) Part Two: Sedimentary structures in the Algyő-delta</i> .....	55
MARSI István, KOLOSZÁR László: A beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményei – <i>Pliocene and Quaternary sediments of the Szőlő Hill in Beremend (SE Transdanubia)</i> .....	75
RÉTHY Károly: Goslarit előfordulása a romániai Láposbányán (Bařita) – <i>The occurrence of goslarite at Bařita (Láposbánya), Maramures, Romania</i> .....	95
HUBBES Éva: BENKŐ Ferenc külföldi egyetemjárása peregrinációs albuma és diáriuma alapján – <i>The studies of Ferenc BENKŐ on foreign universities – according to his Peregrination Album and Diary</i> .....	101
Építők figyelmébe: VÁSÁRHELYI Balázs: Közzettest-osztályozási módszerek összefoglalása – <i>A review: rock mass classification systems</i> .....	109
Rövid közlemények: RADÓCZ Gyula: A Nyugat-borsodi alsó-badeni összlet és benne a „középső riolittufa” újabb vizsgálati eredményei .....	131
Vita: RADÓCZ Gyula: PÜSPÖKI Z. et al. A Tardonai-dombság szarmata üledéksorának öskörnyezeti vizsgálata és szekvenciasztratigráfiai értékelése c. cikk kapcsán ...	135
Nekrológ: VITÁLIS György: Dr. VENDL Anna emlékezete .....	143
BREZSNYÁNSZKY Károly: HETÉNYI Rudolf 1933–2003 .....	147
Hírek, ismertetések (Összeállította: KÁZMÉR Miklós): .....	151